Aus Natur und Geisteswelt

61

F. Frech

Allgemeine Geologie

VI. Gletscher einst und jetzt

Dritte Auflage

BGT

B. G. Teubner · Leipzig · Berlin

Bisher sind erschienen

zur Erd- u. Völkerkunde, Geologie, Meteorologie:

Allgemeine Geographie.

Geomorphologie. Von Prof. Dr. F. Machatschek. Mit 33 Abbildungen. (Bd. 627.)

Physiogeographie des Süßwassers. Von Prof. Dr. F. Machatschek. Mit 24 Abbildungen. (Bd. 628.)

Das Meer, seine Erforschung und sein Leben. Von Professor Dr. O. Janson. 3. Aufl. Mit 40 Abbildungen. (Bd. 30.)

Geographie der Vorwelt. (Paläogeographie. Von Prof. Dr. E. Dacqué. Mit 18 Figuren im Text. (Bd. 619.)

Die Verbreitung des Menschen auf der Erdoberfläche (Anthropogeographie). Von Prof. Dr. N. Krebs. Mit 12 Abbildungen im Text (Bd. 632.)

Natur und Mensch. Von Oberstudiendirektor Prof. Dr. M. G. Schmidt. Mit 19 Abbildungen. (Bd. 458.)

Politische Geographie. Von Prof. Dr. W. Vogel. Mit 12 Abb. im Text. (Bd. 634.)

Das Zeitalter der Entdeckungen. Von Geh. Hofrat Prof. Dr. S. Günther. 4. Auflage. Mit einer Weltkarte. (Bd. 26.)

Geographisches Wörterbuch. Von Professor Dr. O. Kende. Allgemeine Erdkunde. 2., vielfach verb. Aufl. Mit 81 Abbildungen im Text. (Teubners kleine Fachwörterbücher Bd. VIII.)

Länderkunden.

Die deutschen Volksstämme u. Landschaften. Von Geh. Studienrat Prof. Dr. F. O. Weise. 5., völlig umgearb. Aufl. Mit 30 Abbildungen im Text und auf 20 Tafeln und 1 Dialektkarte Deutschlands. (Bd. 16.)

Belgien. Von Archivrat Dr. P. Oßwald. 3. Aufl. Mit 4 Karten im Text. (Bd. 501.)

Böhmen. Zur Einführung in die böhmische Frage. Von Prof. Dr. R. F. Kaindl. Mit 1 Karte. (Bd. 701.)

Die Baltischen Provinzen. Von Dr. V. Tornius. 3. Auflage. Mit 8 Abbildungen und 2 Kartenskizzen. (Bd. 542.)

Polen. Mit einem geschichtlichen Überblick über die polnisch-ruthenische Frage. Von Prof. Dr. R. F. Kaindl. 2., verbesserte Auflage. Mit 6 Karten. (Bd. 547.)

Rußland. Geschichte, Staat, Kultur. Von Dr. A. Luther. (Bd. 563.)

Die Slawen. Von Prof. Dr. P. Diels. (Bd. 740.)

Island, das Land und das Volk. Von Prof. Dr. P. Herrmann. Mit 9 Abb. (Bd. 461.)

Neugriechenland. Von Geheimrat Prof. Dr. A. Heisenberg. (Bd. 613.)

Die Türkei. Von Reg.-Rat P. R. Krause. Mit 2 Karten i. T. u. auf 1 Tafel. 2. Afl. (Bd. 469.)

Palästina u. seine Geschichte. Sechs volkstüml. Vorträge. Von Prof. Dr. Freiherr v. Soden. 4. Aufl. Mit 1 Plan von Jerusalem und 3 Ansichten des Heiligen Landes. (Bd. 6.)

***Palästina und seine Kultur in fünf Jahrtausenden.** Nach den neuesten Ausgrabungen und Forschungen dargestellt von Oberstudienrat Prof. Dr. P. Thomsen. 3. Aufl. Mit zahlr. Abbildungen. (Bd. 260.)

Indien. Von Professor Dr. S. Konow. (Bd. 614.)

Australien und Neuseeland. Land, Leute u. Wirtschaft. Von Prof. Dr. R. Schachner. Mit 23 Abbildungen. (Bd. 366.)

Anthropologie und Ethnologie.

Vorgeschichte Europas. Grundzüge der alteuropäischen Kulturentwicklung. Von Prof. Dr. H. Schmidt. I. Stein- und Bronzezeit. Mit 8 Tafeln und 2 Zeittabellen. *II. Eisenzeit. (Bd. 571/72.)

Entwicklungsgeschichte des Menschen. Vier Vorlesungen. Von Dr. A. Heilborn. 2. Aufl. Mit 61 Abbildungen nach Photographien und Zeichnungen. (Bd. 388.)

Die Eiszeit und der vorgeschichtliche Mensch. Von Geh. Bergrat Prof. Dr. G. Steinmann. 3. Aufl. (Bd. 302.)

Allgemeine Völkerkunde. 3 Bände.
I. Feuer, Nahrungserwerb, Wohnung, Schmuck und Kleidung. Von Dr. A. Heilborn. Mit 54 Abb. II. Waffen und Werkzeuge, Industrie, Handel und Geld, Verkehrsmittel. Von Dr. A. Heilborn. Mit 51 Abb. III. Die geistige Kultur der Naturvölker. Von Prof. Dr. K. Th. Preuß. 2. Aufl. (Bd. 487–488, 452.)

Vermessungs- und Kartenkunde.

Die Landmessung. Von Geh. Finanzrat F. Suckow. Mit 69 Zeichnungen im Text. (Bd. 608.)

Kartenkunde. Von Finanzrat Dr.-Ing. A. Egerer. I. Einführung in das Kartenverständnis. Mit 49 Abbildungen im Text. (Bd. 610.)

Ausgleichungsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate. Von Geh. Reg.-Rat Prof. E. Hegemann. Mit 11 Figuren im Text. (Bd. 609.)

Photogrammetrie. (Einfache Stereo- und Luftphotogrammetrie.) Von Dipl.-Ing. H. Lüscher. Mit 78 Figuren im Text und auf 2 Tafeln. (Bd. 612.)

Nautik. Von Direktor Dr. J. Möller. 2. Aufl. Mit 64 Fig. im Text u. 1 Seekarte. (Bd. 255.)

Geologie.

Allgemeine Geologie. Von Geh. Bergrat Prof. Dr. Fr. Frech. 6 Bände. 3. Aufl. (Bd. 207/11, 61.) I. Vulkane einst und jetzt. Mit Titelbild und 78 Abb. II. Gebirgsbau und Erdbeben. Mit Titelbild und 57 Abb. III. Die Arbeit des fließenden Wassers. 4. Aufl. Mit 1 Titelbild und 50 Abbildungen im Text und auf 3 Tafeln. IV. Die Bodenbildung, Mittelgebirgsformen und Arbeit des Ozeans. Mit 1 Titelbild und 60 Abb. V. Steinkohle, Wüsten und Klima der Vorzeit. Mit 39 Abb. im Text. VI. Gletscher einst und jetzt. Mit 46 Abb. im Text.

Unsere Kohlen. Eine Einführung in die Geologie der Kohlen unter Berücksichtigung ihrer Gewinnung, Verwendung und wirtschaftlichen Bedeutung. Von Privatdozent Bergassessor Dr. P. Kukuk. 2., verb. Aufl. Mit 55 Abb. i. T. und 3 Tafeln. (Bd. 396.)

Weltentstehung in Sage und Wissenschaft. Von Prof. Dr. K. Ziegler und Prof. Dr. S. Oppenheim. Mit 4 Figuren im Text. (Bd. 719.)

Weltuntergang in Sage und Wissenschaft. Von Prof. Dr. K. Ziegler und Prof. Dr. S. Oppenheim. (Bd. 720.)

Meteorologie.

Einführung in die Wetterkunde. Von Prof. Dr. L. Weber. 3. Aufl. von „Wind und Wetter". Mit 24 Abb. im Text und 3 Tafeln. (Bd. 55.)

Unser Wetter. Eine Einführung in die Klimatologie Deutschlands an der Hand von Wetterkarten. Von Dr. R. Hennig. 2. Aufl. Mit 48 Abb. im Text. (Bd. 349.)

Die mit * bezeichneten und weitere Bände befinden sich in Vorbereitung.

Aus Natur und Geisteswelt
Sammlung wissenschaftlich-gemeinverständlicher Darstellungen

61. Bändchen

Allgemeine Geologie

VI. Gletscher einst und jetzt

Von

Dr. Fritz Frech
weiland Geh. Bergrat, Professor an der
Universität Breslau

Dritte Auflage
11. bis 15. Tausend

Mit 46 Abbildungen
im Text

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin 1918

Inhalt des ersten bis sechsten Bändchens.

I. Vulkane (1904, III. Aufl. 1917).

1. Vulkane und vulkanische Tätigkeit (Aschenkegel oder eigentliche Vulkane, Massenausbrüche usw.).
2. Vulkanische Ausbruchsgesteine.
3. Nachwirkungen des Vulkanismus (Geysirs, Fumarolen, Mofetten und Seenbildung).
4. Zeitliche und räumliche Verteilung der vulkanischen Erscheinungen.

II. Gebirgsbau und Erdbeben (1910, III. Aufl. 1917).

1. Gebirge und ihre Entstehung. (Allgemeines: Gesteinsstruktur u. Übersicht d. Gesteine, Dislokationen, Junge [Hoch-]Gebirge, Alte oder Rumpf- [Mittel-] Gebirge.)
2. Fortsetzung von 1. (Einzelne Beispiele.)
3. Erdbeben.
4. Das Erdinnere.

III. Die Arbeit des fließenden Wassers (1908, III. Aufl. 1914), eine Einleitung in die physikalische Geologie.

A. 1. Wildbäche (Muren).
2. Talbildung.

B. 3. Karst- und Höhlenbildung.
4. Quellen und Grundwasser.

5. Bergstürze.

IV. Bodenbildung, Mittelgebirgsformen und die Arbeit des Ozeans (1908, III. Aufl. 1918).

A. 1. Bodenbildung.
2. Landschaftsform im Mittelgebirge und die Wirkung der Abtragung.

B. 3. Küstenbrandung und Gesteinsbildung auf dem Grunde des Meeres.
4. Korallenriffe und Kalkbildung.
5. Geographie der Ozeane in der geologischen Vorzeit.
6. Dauer oder Veränderlichkeit der großen Weltmeere?

V. Steinkohle, Wüsten und Klima der Vorzeit (1910, III. Aufl. 1918).

1. Vergangenheit und Zukunft der Kohle.
2. Wüsten und Dünen in der Gegenwart.
3. Über Steppen und Löß.
4. Trockene und feuchte Perioden in geologischer Vorzeit.
5. Tropisches Klima und Eiszeiten in der Vergangenheit der Erde

VI. Gletscher einst und jetzt (1910, III. Aufl. 1918).

1. Lawinen und Gletscher (Arbeit des Eises in der Gegenwart).
2. Das Werk der Eiszeit und die Einheitlichk. ihrer Klima-Änderung.
3. Fjord- und Seenbildung als Wirkung der Eiszeit.

Aus dem Vorwort zur zweiten Auflage.

Die überaus günstige Aufnahme, welche das erste Bändchen „Aus der Vorzeit der Erde“ gefunden hat, legt der Verlagshandlung und dem Verfasser den Gedanken einer Fortführung und Erweiterung nahe. Diese bezweckt, in dem Raume von kleineren Bänden eine vollständige Darstellung der Fragen der allgemeinen Geologie und physischen Erdkunde zu geben. Infolgedessen wird auch hier die gegenüberstehende Disposition des Gesamtgebietes wiederholt; die in dem vorliegenden Bändchen behandelten Abschnitte sind **fett** gedruckt.

Breslau, Mai 1911.

F. Frech.

Vorwort zur dritten Auflage.

Im September 1917 ist Professor Frech, der als Kriegsgeologe unter den Waffen stand, einer heimtückischen Krankheit im Kriegslazarett zu Aleppo erlegen.

Der Unterzeichnete glaubte bei der Vorbereitung dieser Auflage von größeren Änderungen um so eher absehen zu können, als die Frechschen Darstellungen allgemeine Anerkennung gefunden haben. Er hat sich in der Hauptsache darauf beschränkt, den Text an einzelnen Stellen zu verbessern und zu ergänzen. Mit Rücksicht auf den zur Verfügung stehenden Raum wurden ein paar Abbildungen ausgeschaltet und einige allzu spezielle Bemerkungen gestrichen.

Leipzig, Oktober 1918.

Dr. C. W. Schmidt.

Inhalt von Band VI.

Seite

Zur Einführung ... 5

I. Lawinen und Gletscher ... 6

Arbeit d. Eises i. d. Gegenwart 6
1. Eisgang der Flüsse ... 6
2. Lawinen ... 7
   Staublawinen ... 9
   Firnlawinen ... 14
   Grundlawinen ... 14
   Erdbeben, Lawinen und Gletscherwachstum ... 16
3. Gletscher ... 18
   Schneegrenze und Firn ... 18
   Gletscherspolten ... 25
   Abschmelzen der Gletscher ... 26
   Die Gletschererosion ... 28
   Glazialablagerungen durch Schmelzwasser ... 30
   Moränen ... 31
4. Landeis und Eisberge, Plateaugletscher. Talgletscher 33
5. Die alpinen oder Talgletscher ... 33
6. Das antarktische und arktische Landeis ... 36
   Arktisches Inlandeis ... 36
   Antarktische Eismassen ... 39
   Das Viktoria-Inlandeis ... 43
   Winterliche Abnahme des antarktischen Landeises ... 44
   Zusammenfassung des Vortrages Lawinen und Gletscher ... 46
   Formen der arktischen und antarktischen Eismassen ... 50

II. Das Werk der Eiszeit und die Einheitlichkeit ihrer Klima-Änderung ... 50

A. Über glaziale Faltungs- und Überschiebungserscheinungen ... 52
B. Jungpaläozoische Eiszeit ... 52
C. Vergletscherung der Alpen 54
   Das Vorland der Alpen ... 54
D. Interglazialzeiten oder interglaziale Episoden? 55
E. Eiszeit in Norddeutschland 65
   Einheitl. Entwicklung der Eiszeit südlich der Ostsee 68
F. Die klimatische Einheitlichkeit der Eiszeit ... 70
G. Das Klima Europas in der Nacheiszeit ... 77
   1. Arktische oder Yoldia-Dryaszeit ... 77
   2. Die Ancyluszeit ... 77
      a) Subarktische Periode 77
      b) Boreale Periode ... 77
   3. Die Litorinazeit ... 77
      a) Atlantische Periode ... 77
      b) Subboreale Periode 78
      c) Subatlant. Periode ... 78
   Zusammenfass. üb. d. nacheiszeitl. Klima-Entwickl. 83

III. Fjord- und Seenbildung, als Wirkung der Eiszeit ... 86

A. Fjorde ... 86
B. Seenbildung ... 95
   1. Die Seen im Hochgebirge 95
      Randseen des vergletscherten Gebirges ... 95
   2. Stauseen in Alpentälern und Hochseen ... 99
      Die Hochseen ... 101
   3. Die Seen der Ebene ... 106
      Die Seen d. Ebene als Erscheinungen d. Eiszeit 106
   4. Große glaziale Stauseen in Nordamerika u. Nordeuropa ... 109
   5. Die Entstehung der Ostsee 113
      Norddeutsche Urstromtäler ... 115
C. Hochgebirge und Eiszeit ... 116
   Verzeichnis der Abbildungen und Ursprungs-Angabe ... 121

Zur Einführung.

Die Werke des Winters zeigen in der Ebene und im Hochgebirge eine wesentlich verschiedene Arbeitsrichtung. Nur Schneefall und Schneebedeckung weisen hier wie dort ähnliche Züge auf; dagegen stellt im Hochgebirge der Spaltenfrost, d. h. die Sprengwirkung des in Gesteinsspalten einsickernden und bei dem Gefrieren sich ausdehnenden Wassers, in der Ebene dagegen die Eisbedeckung der Seen und Flüsse die augenfälligste Einwirkung der Kälte dar. Die Arbeit des Eises ist räumlich auf die Polargebiete, Hochgebirge und die Wintermonate der kalt-gemäßigten Zone beschränkt; auch zeitlich — und zwar gewissermaßen episodenhaft — ist Gletscherwirkung nur in einzelnen Abschnitten der Erdgeschichte bemerkbar. Die Vorzeit unseres Planeten ist durch das Vorwalten warmen und trockenen Klimas gekennzeichnet, und wir leben noch heute im Schatten der letzten Eiszeit. Aber was das Eis als geologischer Faktor an zeitlicher und räumlicher Ausdehnung vermissen läßt, das ersetzt es durch die Energie seiner Arbeitsleistungen.

Das Eis bestimmt in seiner doppelten Arbeitsleistung der Gletscher und des Spaltenfrostes die Gestalt, die Charakterform und damit die eigenartige Schönheit des Hochgebirges. Der Spaltenfrost schafft zum großen Teil die Steilwände und die Schuttmassen am Fuße der Gebirge und die Gletscher formen direkt oder indirekt die Talzüge, die Hochseen auf dem Boden der Kare und die großen Wasserbecken in den Außenzonen der Gebirge oder auf dem früher vergletscherten Vorlande. Aber die Arbeit der Gletscher und Landeismassen hat räumlich noch weiter gereicht: Boden und Oberflächenform in Nordeuropa wie in Nordamerika sind ein Werk der Eiszeit. Die Seen und Moränenhügel des baltischen Höhenrückens bilden ein Gegenstück zu der Landschaft der frischen unverwaschenen Moränen im Süden der bayrischen und Schweizer Hochfläche. Jede Karte der ehemaligen Eisverbreitung zeigt uns die Ostsee auf der einen Seite, die

großen amerikanischen Binnenseen vom Ontario bis zum Lake Superior und Winnipeg auf der anderen Seite des Ozeans als Mittelpunkte der jetzt verschwundenen Landeismassen. Die großen Systeme der Binnenseen sind stets umgeben von einem Kranze kleiner Seebildungen, die ebenfalls der Tätigkeit des Eises ihr Dasein verdanken.

Von den folgenden drei Vorträgen behandelt der erste die heutigen Lawinen, Gletscher und Landeismassen, der zweite die Arbeit der Eiszeit im allgemeinen, der dritte die besonders bemerkenswerten Erscheinungen der Fjord- und Seenbildung; am Schlusse werden endlich die Landschaftsformen der Hochgebirge als das Ergebnis der früheren und jetzigen Tätigkeit des Eises kurz erörtert.

Erster Vortrag.

Lawinen und Gletscher.

Die Arbeit des Eises in der Gegenwart.

Eine selbständige Tätigkeit entfaltet das Eis nur in Form der durch den Schneefall aufgehäuften Massen. Denn der Eisgang der Flüsse ist ebenso wie die Arbeit des Meereises als eine besondere Form der Tätigkeit des fließenden Wassers oder des Ozeans aufzufassen.

1. Eisgang der Flüsse.

So großartig sich die Wirkung der gleitenden Eismassen und des Spaltenfrostes im Hochgebirge entfaltet, so geringfügig ist der Einfluß der winterlichen Eisbedeckung der Flüsse, Meere und Seen auf die Oberflächenbildung der Erde. Auch die Eisschollen des Ozeans schützen die Steilküsten, während ihre zerstörende Tätigkeit kaum in Betracht kommt. Die Meeresküsten werden in viel höherem Maße von der Brandung bearbeitet, während die Schollen abschmelzen, ohne wesentliche Spuren ihrer Wirkung zu hinterlassen. Ähnlich ist der Einfluß des Eises auf die Ufer der Binnenseen. Zwar beobachten wir bei einer Senkung des Wasserspiegels oft sehr deutlich das Modell einer tektonischen Einbruchserscheinung in Gestalt von radialen und kreis

förmigen Spalten, aber auf die Gestaltung ihrer Ufer bleibt das Eis von ebenso geringer Bedeutung wie an der Meeresküste. In wesentlich höherem Maße vermag der Eisgang der Flüsse auf die Gestaltung der Ufer zu wirken, und zwar besonders, wenn die Eisbedeckung zunächst im Quellgebiete berstet, während ein Aufbrechen im Unterlauf ruhiges Abschwimmen der Eisschollen verursacht. Doch hat eine Eisverstopfung keinerlei eigenartige Wirkungen zur Folge, sondern ähnelt in der Überschwemmung der Niederungen sowie der Unterwühlung der Ufer den Zerstörungen eines bedeutenden Hochwassers.

2. Lawinen.[1])

Eigenartige und gleichzeitig bedeutende Wirkungen auf die Gestaltung der Landoberfläche übt nur der Spaltenfrost und der in Gestalt von Lawinen zu Tal eilende, oder als Gletscher in langsamem Laufe abwärts fließende Winterschnee.

Der Schnee des Hochgebirges schmilzt im Sommer unterhalb einer als Schnee- oder Firngrenze bezeichneten, unregelmäßig verlaufenden Linie. Der Übergang zwischen der im Sommer schneefreien Alpenregion und den von ewigem Schnee bedeckten Höhen wird durch die Zone bezeichnet, in welcher an geschützten Stellen Schneeflecken den Sommer überdauern. Der oberhalb der Firnlinie auf Plateaus oder in Mulden liegenbleibende Schnee verwandelt sich schon während des Winters durch oberflächliche Schmelzung in Eis und gleitet langsam als Gletscher talwärts. Der Schnee der steileren Abhänge stürzt dagegen unmittelbar nach seinem Niederfallen als Staublawine nach unten oder macht ebenfalls eine teilweise Schmelzung und Umwandlung in Eis durch.

Viel seltener als in der Region des trockenen staubförmigen Schnees erfolgen lawinenartige Abbrüche dort, wo die Umwandlung des Schnees in Firn bereits begonnen hat. Die abbrechenden Firnlawinen unterscheiden sich lediglich durch ihre geringere Ausdehnung von den verheerenden bis auf den Talboden herabstürzenden Grundlawinen. Die Bedeutung, die die Staublawinen

1) Erweitert und verändert nach d. Aufsatze der Zeitschr. des deutschen und österreichischen Alpenvereins 1908.

Abb. 1. Höllentalgletscher und Höllentalkar [illegible] der Zugspitze, ein Kar [illegible] Hochgebirge. Die steilen, die Kar-Nische umgebenden Wände mit Sommerschnee (links). [illegible] Einlagerung eines Gletschers im inneren Teile des Kars sind [illegible] bezeichnend wie die glaziale Abschleifung des Karbodens bei [illegible] früheren Gletscherstand (Vordergrund) und die durch den Spaltenfrost bedingte Ausbildung der Steilwände

einerseits, die Grund- (und Firn-) Lawinen andererseits für die Oberflächengestaltung des Hochgebirges besitzen, ist verschieden. Die Staublawinen, denen die regelmäßige Schneeabfuhr von den steileren Firnhängen und Felswänden obliegt, befördern alle gelockerten Gesteinsteile zu Tal und nähren ferner ausschließlich die kleinen Nischen- oder Kargletscher; sie häufen den Winterschnee unterhalb der Schneegrenze auch dort an, wo seine Menge

verhältnismäßig gering ist und bewirken so seine Umwandlung in Firn und Eis (Abb. 1).

Staublawinen. Die Tätigkeit der Staublawinen kann mit der regelmäßigen Erosion des fließenden Wassers oder noch mehr mit der langsamen aber sicher gesteigerten Wirkung der Gehängeschuttbildung verglichen werden.

Die Grundlawinen, die im Frühjahr oder Spätwinter oft bis in den Talgrund hinab halbvereisten Schnee untermischt mit Schutt und Baumstämmen hinabreißen, entsprechen dagegen in ihrer Wirkung vielmehr den Bergstürzen oder Muren. Sie haben mit diesen die Eigentümlichkeit gemein, daß die örtlich gewaltig gesteigerte Kraftleistung in ihrer Gesamtwirkung nicht an die anhäufende Tätigkeit der zahllosen Schuttlawinen oder der auf der Verwitterung beruhenden Schuttbildung heranreicht. Den Massentransport des Gehängeschutts in die Tiefen dehnt die Tätigkeit der Staublawinen auch auf die im Sommer schneefreien Höhengürtel des Gebirges aus. Sichtbar tritt die Wirkung der Staublawinen vornehmlich in den höchsten steil aufstrebenden Bergen der Alpen, noch mehr aber im Himalaya und den nördlichen Ketten Nordamerikas zutage. Die Schneehänge sind hier von den zuweilen in regelmäßigen Abständen liegenden Lawinen-Bahnen gleichsam ziseliert; diese Furchung deutet darauf hin, daß hier jahraus jahrein die niedrige Temperatur herrscht, in welcher der Schnee staubförmige Beschaffenheit behält. Der Vergleich der schönen Sellaschen Aufnahmen aus Nepal und der Gruppe des Mt. Elias zeigt zunächst, daß unter den Tropen in 6000–7000 m Höhe etwa die gleichen Verhältnisse herrschen wie unter dem 60. Breitengrade bei Erhebungen von 4000—5000 m. Jedenfalls beweisen die beiden Hochgebirgsbilder (Abb. 1 und 3) mit aller Deutlichkeit, daß schon bei einer Neigung von 30—40° die Anhäufung des Schnees durch Staublawinen vor sich geht, bevor es zu der Firnbildung kommt. Man wird also die Entstehung der alpinen Talgletscher im Gegensatz zu den Plateau-Gebilden Norwegens und dem Landeis des hohen Nordens — in erheblichem Maße auf die Tätigkeit der Staublawinen zurückführen müssen; ihre Wirksamkeit gehört vornehmlich der Winterzeit an und wurde bisher im allgemeinen zu wenig gewürdigt.

Abb. 2. [illegible] (Nepal)
[illegible]
[illegible]

Lawinenbahn der Staub- und Grundlawinen. Von einer Lawinenbahn, d. h. dem regelmäßig durchlaufenen Wege der Lawinen kann, genau genommen, nur bei den Grundlawinen die Rede sein, denn die Staublawinen halten sich von ihrem ersten Anbruch an nicht an der Bodenoberfläche, sie fliegen in das Weite hinaus, als Schneewolken, die sich nur langsam lichten und in flimmernden Kristallen weithin spielend niedersetzen. Nur das wenige schwere Material, Eisstücke, Steintrümmer usw., das die Lawine mitführt, hält sich an den Boden und bildet am Fuße des Hanges oder am Ausflusse der betreffenden Runse einen verhältnismäßig kleinen Kegel. (Coaz.)

Nach einem Auszug aus den dem Werke von Coaz [1]) beiliegenden Tabellen sind die folgenden Lawinen der Schweizeralpen nach Art und Zahl untersucht und bestimmt worden:

Züge mit nur Grundlawinen wurden gezählt	. . .	2958
„ „ „ Staublawinen „ „	. . .	932
„ „ bald Grund-, bald Staublawinen „ „	. . .	5444
„ „ nur Gletscherlawinen „ „	. . .	34
Zusammen		9368 Lawinenzüge

Zusammengestellt nach der Jahreszeit fuhren ab:

Im Herbst	2301	Lawinen
„ Winter	6744	„
„ Frühling	8435	„
Zusammen	17480	Lawinen

Die Ursachen der Lawinenbildung sind zu suchen in:

1. der Bewegung größerer, lockerer Schneemassen in steilen Lagen, durch Verlust des Zusammenhanges, gemäß dem Gesetz der Schwere;

2. in Unterbrechung des Zusammenhanges der Schneemasse an einem Hang infolge einer Durchquerung durch Menschen und Tiere, der obere Teil des Schneehangs verliert dadurch seine Stütze;

---

1) Statistik und Verbau der Lawinen in den Schweizeralpen. Im Auftrag des eidgenössischen Departements des Innern bearbeitet und veröffentlicht von Dr. J. Coaz, eidgenössischem Oberforstinspektor. Vergl. ferner den Aufsatz des Verf. Zeitschrift d. D. Oe. A. V. 1908, „Lawinen und Gletscher“.

Abb. 3. Schloßberglawine im [illegible] Tal. Grundlawine mit Lawinenschuttkegel, Lawinenbahn und Abrißstelle (rechts oben).

3. der Erschütterung des Bodens durch Erdbeben, Felssprengen, Eisenbahnzüge usw. oder der Luft durch Donner, Schießen, Läuten der Glocken, Rufen, Schreien usw. Diese beiden Ursachen wirken oft vereint;

4. in dem Druck auf die Schneemasse durch Windströmungen, Abbruch von Schneeschildern, Stein- und Eisschlag;

Berg-
schrund

Abb. 4. Firnlawine (Firnbruch) am Sugau im Kaukasus.
Am Abhang rechts der Bergschrund mit dem Steilhang und der flacher geneigten Firnmulde.

5. in Erwärmung durch die Sonne oder warme Winde (Föhn) und Schmelzung des Schnees. Die Sonne wirkt um so kräftiger, je länger sie scheint und je senkrechter die Strahlen die Schneefläche treffen. In der reinen Luft des Hochgebirges wirken die Sonnenstrahlen intensiver als in der Tiefe und der Reflex an Felswänden erhöht oft ihre Wirkung. Das Schmelzwasser glättet die Unterlage des Schnees, besonders bei gefrorenem Boden und unterstützt die Wirkung der Schwerkraft;

6. in dem Witterungswechsel: Heiterer Himmel mit Kälte nach bewölktem Himmel mit höherer Temperatur.

Firnlawinen. Geringer ist die Bedeutung der auf die Schneeregion beschränkten Lawinen, die aus teilweise vereistem Schnee bestehen und der auf steilen Hängen wirkenden Sonnenwärme ihre Entstehung verdanken. Zum Teil brechen diese „Firnlawinen“ (Firnbrüche, Eislawinen), deren Ursprungsgebiet an die hohen Regionen geknüpft ist, mit großer zeitlicher Regelmäßigkeit ab.

Berühmt sind z. B. die regelmäßigen Lawinenstürze, die beim Anstieg zum Rottal von Trachsellauenen in etwa viertel- bis halbstündigen Zwischenräumen an heißen Sommertagen zu Tale gehen. Ähnliche Firnlawinen rollen auch an den Nachmittagen der warmen Jahreszeit durch den Canale Marinelli am Monte-Rosa-Osthang zu Tal.

Grundlawinen. Eine in der Form der Zerstörung mit den Murbrüchen verwandte Erscheinung sind die Grundlawinen, die sich im Frühjahr aus dem auftauenden Winterschnee zusammenballen. Die herunterbrechenden Massen reißen Rasen, Erde, Baumstämme, Gerölle, ähnlich wie die Muren, mit sich und verheeren — ähnlich wie Bergstürze — nicht nur den Talgrund, sondern durch die Wucht der Luftbewegung auch die Wälder und Stadel auf der gegenüberliegenden Talseite. Die Zeit ihres Auftretens ist auf den Frühling beschränkt, wenn die durch die erhöhte Wärme erweichten Schneemassen des Winters auf den Steilhängen zum Schmelzen und Abrutschen gebracht werden. Die Grundlawinen stauen ähnlich wie Bergstürze unter Umständen Bäche auf und bedingen dadurch Überschwemmungen (Bristenstock, Schweiz). Die Masse einer Grundlawine ist, solange sie sich in Bewegung befindet, in ihren einzelnen Teil-

chen gegeneinander verschiebbar. Infolge des Sturzes gerät ein Teil der Schneemengen trotz der Temperatur unter 0° durch Reibungsdruck in halbflüssigen Zustand, um dann bei dem Nachlassen des vermehrten Druckes wieder fest zu werden. Abgestürzte, die von einer solchen Lawine erfaßt wurden, berichten, sie seien darin wie von stählernen Klammern gehalten worden. Nach schneereichen Wintern bleiben die Reste der Grundlawinen auf dem Talgrund bis tief in den Herbst hinein liegen, und die

Gletschereis. ||||| Schuttüberzug im Ablagerungsgebiet, 3 fach überhöht.

Abb. 5. Längsprofil durch Abrißgebiet, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet der Gletscherlawine vom 11. September 1895.
Längen und Höhen im richtigen Verhältnis.

Bäche graben sich dann tunnelartige Tore durch die Schneeansammlungen hindurch.

Trotz der lokalen Verheerung der Grundlawinen wird ihre Gesamtwirkung von der der Staublawinen übertroffen, während die Firnbrüche, die auf die eigentliche Hochregion beschränkt sind, nur geringen Einfluß auf die Umgestaltung der Landschaft haben.

Die Gletscherlawinen (die nicht mit den Eiskaskaden zu verwechseln sind) entstehen durch starkes Abschmelzen einer Gletscherzunge auf steilgeneigter Unterlage. Die Lawinen der Gletscherzunge, die in ihren zerstörenden Wirkungen an Muren erinnern, bilden in ihrer Entstehung ungefähr das gerade Gegenteil

zu den Staublawinen: Durch Staublawinen wachsen die Alpengletscher, durch Gletscherlawinen werden ihre Zungen zerstört.

Der bekannte Sturz von der Altels (Abb. 5) fällt in den Herbst (11. September), der ähnliche Abbruch des Roßbodengletschers ins Frühjahr (19. März). Der Ausbruch des Altels war die Folge langanhaltender außerordentlich warmer Witterung, der des Roßbodengletschers ist mehr dem Umstande zuzuschreiben, daß ein langer Zeitraum und dann Föhn, Schneefall und Tauwetter die Lockerung des Gletschers hinreichend vorbereitet hatten, um den Sturz herbeizuführen. Das Material, das von der Altels abbrach, war nur Gletschereis, dasjenige des Roßbodengletschers Gletschereis, Schnee, Felstrümmer und Moräne. Die Eismasse des Altelsgletschers prallte vom Plateau von Patteln ab und flog von da an als Staublawine in die Spitalmatte, wo sie über der zusammengepreßten Luftschicht talaus- und -einwärts zerstob.

Abb. 6. Der Malaspina-Gletscher am Nelutat-Fjord (Alaska). Die durch Pfeile bezeichneten Teile des Malaspina-Gletschers und die südlicher liegenden Gletscherzungen (Atrevida-Haenke-Gletscher) zeigten im Jahre 1905 eine kurz dauernde aber sehr heftige Vorwärtsbewegung als Folge des Erdbebens vom September 1899.

Erdbeben, Lawinen und Gletscherwachstum. Eine sehr interessante Nachricht über den Zusammenhang von starken Erdbeben mit dem Wachstum der Gletscher gelangt aus dem Norden Nordamerikas, aus der Umgebung des Mt. Elias zu uns. Eine Untersuchung dieser weiter unten ausführlich besprochenen Gegend stellte im Jahre 1890 einen stationären Zustand der Gletscher fest, deren Mittel- und Ufermoränen über dem ruhenden Eis mit dichtem Erlengebüsch und niedrigem Wald bedeckt waren. Nach den gewaltigen Erdbebenstößen des 10. und 15. Septembers 1899 war zunächst bis zum Sommer 1905 keine

wesentliche Veränderung der Gletscherenden nachgewiesen worden[1]). Aber im Jahre 1906 zeigte auf einmal der östliche Teil des gewaltigen Malaspina-Gletschers, sowie neun weitere im Osten anschließende, größere und kleinere Eisströme ein plötzliches, beinahe explosives Vorstoßen ihrer Zungen, das am Haenke-Gletscher, dem südlichsten der Kartenskizze eine englische Meile, also fast 2 km, in zehn Monaten betrug! Mit steilen, beinahe senkrechten Abstürzen brachen die Eismassen in den zum Teil dichten Wald ein; andere Gletscherenden, die für Jahrzehnte auf der flachen Küstenebene Halt gemacht hatten, stießen in das Meer vor und ließen zeitweise die Umwandlung der Disenchantment-Bay in einen Binnensee als bevorstehend erscheinen. Gleichzeitig wurde infolge der raschen Bewegung der tiefen Eisschichten die bis 1905 ebene und überall gangbare Gletscheroberfläche in ein unüberbrückbares Gewirr von Spalten und Eispyramiden aufgelöst.

Obwohl die durch das Erdbeben bedingte Hebung einzelner Küstenstrecken des Yakutat-Fjords bis zu 47 Fuß betragen hat, ist dieser Höhenunterschied doch zu geringfügig, um etwa hierauf den verstärkten Schneefall und das Gletscherwachstum zurückzuführen. Viel wahrscheinlicher ist die Annahme, daß die gewaltigen Erdbebenstöße des Septembers 1899 Schnee und Firn von dem Gehänge abgeschüttelt und auf dem Gletscher mit einem Male so enorme Schneemassen aufgehäuft haben, daß hierdurch sechs Jahre später der vorübergehende Vorstoß verursacht wurde.

Aus diesen Beobachtungen kann man schließen, daß häufig wiederholte Beben in einem vergletscherten Hochgebirge nicht nur einen vereinzelten Vorstoß, sondern ein allgemeines Wachstum der Gletscher, d. h. eine „Eiszeit" hervorzubringen imstande wären. Vielleicht sind diese Beobachtungen im hohen Norden geeignet, die merkwürdig differierende Zahl der sogenannten Eiszeiten der Nordhalbkugel zu erklären. Während die einheitliche Entwicklung der organischen Welt die Annahme größerer Klimaschwankungen während der Eiszeit ausschließt, wird die Zahl der Vereisungen für die verschiedenen Ge-

1) R. Tarr, Recent Advance of Glaciers in the Yakutat Bay-region, Alaska. Bull. geol. soc. of America. June 1907, S. 258 ff.

biete verschieden bemessen. Für Nordamerika werden zwei, für Nordeuropa zwei oder drei, für die Alpen vier, für England die — allerdings unverbürgte Zahl — von sechs „Eiszeiten" angenommen. Mag man nun wie der Verfasser die Einheitlichkeit der Eiszeit betonen oder sich bemühen, möglichst zahlreiche Vereisungen zu unterscheiden, auf jeden Fall ist, rein objektiv gesprochen, die Entwicklung der Alpen in der jüngst verflossenen Erdperiode von der nordeuropäischen verschieden. Berücksichtigen wir ferner die Häufigkeit der heutigen Erdbeben der Alpen und die Seltenheit und geringe Stärke der seismischen Erschütterungen im Norden, so erscheint es möglich, wenigstens die Verschiedenheit der beiden am besten erforschten Gletschergebiete in Europa auf einem Wege zu erklären, der von der Annahme zahlreicher klimatischer Schwankungen während der Eiszeit gänzlich absieht.

3. Gletscher.

Schneegrenze und Firn. Das Eis der Gletscher, das, wie erwähnt, durch oberflächliche Schmelzung gebildet wird, tritt in der Zone zutage, wo die Sonnenwärme nicht mehr imstande ist, den Winterschnee vollständig abzuschmelzen. Die Höhe der Schneegrenze hängt also sowohl von der Sonnenwärme wie von der Menge des im Winter gefallenen Schnees ab und zeigt daher die größten Schwankungen. Das Bild der Pasterze (S. 24) zeigt, daß in dem gegen die Sonne geschützten Kar zwischen Großglockner und Glocknerwand die Schneegrenze wesentlich tiefer liegt als an den allseitig freiliegenden Hängen des Glockners selbst. Ein gleichmäßiges ozeanisches Klima mit starken Winterniederschlägen an steil aufsteigenden Abhängen, wie es im äußersten Süden von Amerika und in Neuseeland herrscht, wird daher die Schneegrenze herabdrücken. Da am Abhang eines Gebirges der durch Abkühlung aufsteigender Luftströme bedingte Schneefall stärker ist als in der Mitte, so wird auf den zentralen Erhebungen die Schneegrenze steigen: Die von H. Heß zusammengestellte Karte der alpinen Schneegrenze zeigt ein Herabgehen im Norden bis auf 2560 und 2400 m, im Süden bis auf 2700 m. Andererseits steigen die Schneelinien im Ötztaler Massiv und der Bernina-Gruppe bis auf 2800—2900, im Monte Rosa und

blaue
luftarme
Firnlage

weiße
luftreiche
Firnlage

Abb. 7. Firnschichtung in den Spalten des Gabelhorngletschers, Wallis.

Montblanc-Gebiet sogar bis über 3000 m an. In der Äquatorialregion der Kordilleren liegt die Firngrenze bei 5000—5500 m. Am weitesten steigt die Schneelinie in den trockenen und schneearmen Plateaugebieten Innerasiens aufwärts, wo sie z. B. am Kwen Lun auf 6000 m Höhe berechnet wird. Auch in Alaska liegt die Schneelinie aus demselben Grunde auf der kontinentalen Seite fast um 1000 m höher als auf dem dem Pazifik zugekehrten Abhang, und im Himalaya beobachtet man ebenfalls infolge der feuchten ozeanischen Winde, daß im Süden der Schnee zirka 1000 m weiter herabreicht als im Norden.

Die gesamte Eismasse des Gletschers zeigt eine deutliche Schichtung, da die Umwandlungsvorgänge des Eises im Winter in geringerem Maße erfolgen als im Frühjahr oder im Sommer. Während die Eisdecke stehender Gewässer aus hexagonalen Säulen besteht, deren Basis der Oberfläche des Eises entspricht, setzt sich das Gletschereis aus Körnern zusammen, die durchweg verschieden orientiert sind, nach der Tiefe an Größe zunehmen und schließlich den Umfang einer Walnuß erreichen. Man kann daher auch den Gletscher als eine aus Kristallindividuen bestehende Masse, d. h. als „kristallines Gestein" bezeichnen. Durch die Druckschmelzung werden die kleineren Körner aufgezehrt und so inhaltlich den größeren angegliedert. Da im Innern des Gletschers eine ungleiche Verteilung des Druckes herrscht, so findet dieses Schmelzen und Wiedergefrieren in schneller Folge statt. Das Wachstum der Gletscherkörner erfolgt, wie experimentell festgestellt wurde, bei höherer Temperatur rascher als bei niederer.

Der Sommerschnee ist durch eine feinere Staubschicht gekennzeichnet, während die im Winter aufgehäufte mächtigere Schneelage eine verschiedene Abtönung in der Farbe zeigt. Da nämlich der im Winter gefallene Schnee nur in geringem Maße abschmilzt, vermag er seinen Gehalt an Luft zu bewahren und behält deshalb die durch die Luftbläschen bedingte weiße Farbe bei. Je stärker gegen das Ende des Winters die Schmelzwirkung wird, um so mehr nimmt die Blaufärbung des luftarmen Eises zu. (Abb. 7.)

Somit spielt die Färbung der am Schluß des Winters und im Frühling gefallenen Schneelagen immer mehr ins Bläuliche

über, und findet endlich in der Staubschicht ihren Abschluß[1]). In horizontaler Lagerung finden sich diese Schichten in den Firnfeldern der Hochregion, die die Sammelbecken der Gletscher darstellen.

Die Spalten im Firnbecken des Gabelhorngletschers im Wallis zeigen im Gegensatz zu dem auflagernden Schnee die Jahresringe der tieferen vereisten Schichten in besonderer Schönheit. Das Bild zeigt ferner, daß nicht der Druck in den tiefer liegenden Eisschichten, sondern das oberflächliche Schmelzen und Wiedergefrieren die Umwandlung des Schnees in Firn- und Gletschereis bedingt. Bewegt sich die Eismasse gleichmäßig nach allen Seiten und ohne Einengung vorwärts, wie es das antarktische Landeis oder die norwegischen Plateaugletscher zeigen, so bleibt die Schichtung unverändert. In den Alpen und überhaupt in alpinen Hochgebirgen zeigt sich dieser Typus der ungestörten Lagerung nur ganz ausnahmsweise, so am Plattferner unter der Zugspitze, auf dem Gletscher am Abhange der Geisterspitze und des Monte Scorluzzo im Süden des Stilfser Jochs (Abb. 8) und in den Nordalpen an der Übergossenen Alm (Crammer). Meist erleiden infolge des Herabströmens durch die engen von Steilwänden begrenzten Täler die Schichten eine seitliche Pressung und damit eine nach unten zunehmende Einmuldung und Faltung, die bis zu völliger Senkrechtstellung der Eisschichten führen kann.

Nur teilweise im Zusammenhange mit der Schrägstellung der Eisschichten steht das Auftreten der sogenannten Ogiven. Es sind dies Spitzbögen auf der Oberfläche des Gletschers, welche ihre gewölbte Seite der Zunge zukehren. Sie verdanken ihre

---

1) Auf diese Schichtung und die daraus hervorgegangene Blätterung führen Mc. Connel, Mügge und H. Crammer die Bewegung des Gletschereises zurück, die sie durch Gleiten der Schichtflächen aneinander erklären, während Rendu, Forbes und H. Heß annehmen, daß die Eismassen wie „eine zähe Flüssigkeit strömen". Zwischen beiden Auffassungen scheint kein wesentlicher Unterschied zu bestehen, wenn man die Tatsache in Betracht zieht, daß sich die Grenzen der Schichtflächen gegeneinander verschieben können. Auch das Wiedergefrieren eindringenden Schmelzwassers ist geeignet, das Wachstum des Eises und die Vorwärtsbewegung zu fördern.

2) Nach dem Namen der gotischen Spitzbogen.

Abb. 8. Monte Scorluzzo im [illegible] des Stilfser Joches.

Am westlichen Abhang die konvex vorgewölbten d. h. talwärts fließenden Schichten (Ogiven) eines kleinen Hängegletschers, im Osten (auf dem Bild links) die durch konkav eingreifende Abschmelzung entblößten, regelmäßig konzentrisch angeordneten Eisschichten, die von sechs tiefen Schmelzwasserrinnen gequert werden.

Entstehung der rascheren Fortbewegung der Mitte des Gletschers, während die randlichen Eisteile durch die größere Reibung an den Ufern gehemmt werden. Die durch die Schmelzwirkung freigelegten Schichtenden werden hierdurch in mehr oder minder gerundete Bögen („Ogiven") ausgezogen. Den Beginn und die Entstehung der Ogivenbildung zeigt der kleine Hängegletscher am Abhange des Mount Scorluzzo. Auch das Bild der Pasterze (Abb. 9 S. 24), läßt sehr spitz ausgezogene Ogiven, besonders im Vordergrunde rechts erkennen. Jeder Zufluß des Hauptgletschers besitzt entsprechend seinem selbständigen Ursprung sein eigenes Ogivensystem. Sind dagegen, was selten vorkommt, diese Ogiven gleichzeitig mehrmals in sich gekurvt, so danken diese Nebenbögen ihre Entstehung der Fältelung der Eislagen, die von der zu ihrer Streichrichtung abwärts geneigten Schmelzebene getroffen werden.

In welcher Weise die Geschwindigkeit, mit der sich das Gletschereis vorwärts bewegt, nach der Mitte hin zunimmt, zeigt die folgende Tabelle, welche durch Messungen am Rhonegletscher gewonnen wurde:

Entfernung vom rechten Ufer in m	Mittlere Geschwindigkeit pro Jahr in m	
100	12,9	Die Bewegung ist durch
160	43,3	Reibung gehemmt.
220	58,0	
260	70,4	
480	96,7	
520	98,0	
560	98,4	Höchste Geschwindigkeit
600	98,0	
640	97,0	
960	60,7	
1000	39,2	
1040	18,0	Die Bewegung ist durch
1060	10,0	Reibung gehemmt.

Die Geschwindigkeit wechselt je nach der Masse des Eises, der Temperatur, der Neigung des Gehänges und der Verengung des Gletscherbettes, welche durch die begrenzenden Talwände bedingt wird. Ferner beeinflußt auch die wechselnde Menge des Schnees im Ursprungsgebiet die Geschwindigkeit. So bewegen sich die großen Gletscher der Alpen mit einer täglichen Geschwin-

Hängegletscher
mit Querspalten

Glockner

Glocknerwand, darunter Hänge-
gletscher mit Gletscherkaskaden

Schnee-
grenze

Schnee-
grenze

Ogiven

Seiten-
moräne

Mittel-
moräne

Querspalten

Abb. 9. Die Pasterze, ein großer alpiner Talgletscher (oder Gletscher 1. Ordnung).

Firnfelder

Schnee-
linie

Gletscher
kaskade

Gletscher-
zunge mit
Radial-
spalten

Gletscher
tor mit
Schmelz-
wasser-
bach

Abb. 10. Rhonegletscher. Radialspalten auf der Gletscherzunge.
Die Schmelzwasser als Ursache der fluvialglazialen Ablagerungen (zwischen Gletscher und Häusern): Gegensatz des tief hinabreichenden aus einer großen Firnmulde stammenden Talgletschers und der kleinen Firnfelder (Hintergrund) oberhalb der Schneelinie.

digkeit von 15—35 cm, die schwedischen auf flachem Grunde fließenden Gletscher mit nur 7—10 cm; die Zungen des Inlandeises Grönlands erreichen hingegen Geschwindigkeiten von 10 bis 12 bis 20 m. Einmal wurde bei einem durch einen engen Fjord vordringenden grönländischen Gletscherende sogar eine Tagesbewegung von 32 m beobachtet. Doch finden sich diese enormen Geschwindigkeiten nur im Sommer. Im April zeigte derselbe Gletscher nur ein Vorschreiten von 10 m.

Gletscherspalten. Das Gletschereis ist eine Masse von begrenzter Plastizität und kann sich daher nicht allen Unebenheiten und Biegungen des Bettes mit der durch die jeweilige Fortbewegung bedingten Geschwindigkeit überall anpassen. Infolge

der Bewegung zerreißt das Eis in Längs- und Querspalten, welch letztere senkrecht zu der Zerrungsrichtung verlaufen. Die quer verlaufenden Spalten danken ihre Entstehung stets einem plötzlichen Wechsel im Gefälle des Gletscherbettes. Wird der Wechsel im Gefälle noch schroffer, so erhalten wir die Erscheinung des Gletschersturzes oder der Gletscherkaskade, einer völligen Zerreißung der Eismasse in einzelne Blöcke und Türme (Séracs); die geborstenen Teile schließen sich weiter abwärts wieder zu einem Eisstrom zusammen. (Abb. 2 u. 10.)

Längs- oder Radialspalten treten dort auf, wo das Gletscherbett eine Erweiterung erfährt, so daß die Eismasse sich ebenfalls auszubreiten gezwungen ist. Eine Zerrung senkrecht zur Bewegungsrichtung ist die Folge, die Spalten in der Längsrichtung des Gletschers nach sich zieht. Am häufigsten treten Radialspalten naturgemäß am Ende der Gletscherzunge auf, da hier die Möglichkeit einer Ausbreitung gegeben ist. Das Bild des Rhonegletschers (S. 25) läßt diese Art von Spalten deutlich erkennen. Eine verwandte Erscheinung sind die sogenannten Randspalten, die vom Gletscherufer schräg aufwärts nach der Mitte hinziehen. Sie danken ihre Entstehung einer Zerrung, welche (nach H. Crammer) durch die langsamer fließenden randlichen Teile des Gletschers verursacht wird.

Das Abschmelzen der Gletscher. Das Schmelzwasser, welches über die Gletscheroberfläche herabrinnt, sammelt sich in kleinen Rinnsalen, die sich ihrerseits zu größeren Bächen vereinigen. Diese fließen in ihrem selbst gegrabenen Bett weiter abwärts, bis sie von einer Spalte aufgenommen werden, die ihren Weg kreuzt. Wenn auf dem Gletscheruntergrunde durch den Wasserfall des Baches Rollstücke in eine kreisende Bewegung versetzt werden und topfartige Löcher in das Gestein höhlen, so bezeichnet man diese Erscheinung als Gletschermühlen. Die Rinnsale des Schmelzwassers vereinigen sich unter dem Gletscher, um endlich durch die Öffnung des Gletschertors wieder zutage zu treten. (Abb. 11.)

Eine Ausnahmeerscheinung stellt der Bach des Jannu-Gletschers im Himalaya dar, welcher neben der Seitenmoräne seines rechten Ufers zu Tale strömt. Hier ist die Zusammenpressung des Eisstromes in einem engen Bette so weit vorgeschritten,

Gletscherbach Seitenmoräne

Abb. 11. Jannu-Gletscher im Himalaya.

Ein vollkommen in seinen eigenen Schutt gehüllter Gletscher; Einstürze der Oberfläche deuten auf Unterminierung der unteren Eisschichten hin. Der Gletscherbach strömt zwischen Seitenmoränen und Talhang und tieft ein U-förmiges Tal aus.

daß die Schmelzwässer schon vor dem Ende der Zunge zutage treten. Gletscherbäche, die zwischen den Talwänden und der lang ausgedehnten Zunge des Eises dahinströmen, gehören jetzt zu den Ausnahmen, dürften aber früher bei stärkerer Vergletscherung der Alpen viel häufiger gewesen sein (Abb. 11).

Die Wirkung des Abschmelzens erstreckt sich naturgemäß auf die obersten Schichten des Eises und äußert sich um so stärker, je tiefer der Gletscher in die wärmeren Talregionen vordringt. Die Schichten werden deshalb von einer Schmelzebene der Oberfläche des Gletschers geschnitten, die nicht den Eisschichten parallel verläuft, sondern sie in sehr spitzem Winkel durchkreuzt. Die Höhe der abgeschmolzenen Schichten bezeugen gelegentlich die Gletschertische, d. h. Felsplatten, die auf den Gletscher herabgefallen sind, und die darunter lagernden Schichten vor der Einwirkung der Sonnenwärme bewahren. Diese Felsstücke ragen deshalb pilzartig auf einem Stiele von Eis über die Oberfläche des Gletschers empor, nehmen aber infolge der schrägen Stellung der Sonne in unseren Breiten eine immer schiefer werdende Lage ein, bis sie schließlich von ihrem Sockel herabstürzen. Im allgemeinen werden infolge der Zusammenpressung der alpinen Talgletscher die Zungenenden eine gewölbte Oberfläche zeigen, die von der am Rande stärkeren Abschmelzung bedingt wird. (Abb. 10.) Die Verdunstung des Gletschereises wird dagegen die Mitte stärker angreifen als die Ränder, aber nur selten die Wirkung der Abschmelzung übertreffen.

Die Gletschererosion. Eine auch in erdgeschichtlicher Beziehung wichtige Frage betrifft die Arbeitsleistung des Eises. Der Gletscher wirkt auf seine Unterlage wie eine Feile, oder besser gesagt, wie ein in schnelle Bewegung gesetztes Stück Holz, das vermittelst eingeschlossener Quarzsandkörner Löcher in harte Gesteine auszuhöhlen vermag. Es ist bekannt, daß die durchbohrten Steinwerkzeuge in dieser Weise hergestellt wurden und daß man neuerdings die Bohrmethode des steinzeitlichen Menschen wieder entdeckt hat. Die Tätigkeit der Gletscher bietet nun eine Anzahl von Vergleichspunkten mit diesem Vorgang; denn ebensowenig wie Holz allein vermag das reine, geschiebefreie Eis einen wesentlichen mechanischen Einfluß auf seine Felsunterlage auszuüben.

Ohne Zweifel sind in ehemals vergletscherten Gebieten der

Abb. 12. Der einstmalige große Stand des Grindelwaldgletschers von 1867 (weiße Linie) und der heutige Rückgang.

Das Gletschereis erodiert flache Wannen, der Gletscherbach tiefe Einschnitte.

alpinen Hochgebirge wie der norwegischen Rumpfgebirge die Haupttäler weit über die normale Erosionstätigkeit des jetzt daselbst fließenden Wassers vertieft, d. h. mit einem anderen Worte „übertieft" worden, wie aus den neugebildeten Schluchten im unteren Teile der Nebentäler zu ersehen ist. Für diese nachträgliche Übertiefung und Umformung kann entweder die Arbeitsleistung größerer Wassermengen, oder aber die direkte Erosionstätigkeit der Gletscher verantwortlich gemacht werden. Über

Erosion der Gletscher sind wir durch die ausgezeichneten Untersuchungen Baltzers am Grindelwaldgletscher unterrichtet. Der Gletscher hat hier einerseits Hohlkehlen und Rundhöcker durch direkte Abschleifung und Reibung, andererseits, besonders in schiefrigen Gesteinen, scharfkantiges Herausbrechen und Absplittern von Blöcken durch Veränderung der Druckwirkungen hervorgerufen, überall aber vorhandene Hohlformen erweitert und verbreitert. Eine Vertiefung durch die schleifende Erosion, ein Einschneiden oder eine Auskolkung wurde dagegen nirgends beobachtet.

Ganz abgesehen von der Beschaffenheit des Gesteins hängt die Energie der Gletschererosion auch von der Temperatur ab. Ein sehr kalter und trockener Gletscher ist starr und wird die eingeschlossenen Geschiebe stärker festhalten und also kräftigere Schleifwirkungen ausüben als ein wärmerer, wasserreicherer und daher plastischerer Eisstrom. Derselbe Gletscher wird also im Winter kräftiger ausfurchen und schleifen als im Sommer.

Das Bild des heutigen Grindelwaldgletschers (Abb. 12) läßt mit modellartiger Klarheit den Gegensatz zwischen der Arbeit des Eises und der des fließenden Wassers erkennen: Der breite Trog ist durch die gemeinsame Arbeit der splitternden und schleifenden Eiserosion ausgehöhlt worden. Wo sich innerhalb des Troges steilere Neigungen finden, liegen denselben die härteren Bänke des Hochgebirgskalkes zugrunde. In der Mitte dieses Troges verläuft mit steil eingerissenen V-förmigen Wänden das Bett, das der Gletscherbach sich seit dem, am Ende der fünfziger Jahre beginnenden Rückzug eingekerbt hat. Hier liegt also ein Fjord — allerdings in sehr verkleinertem Maßstabe — inmitten einer an die norwegische Hochfläche des „Fjeld" erinnernden trogförmigen Oberflächenform. Der eigenartige Charakter der Hauptteile der Alpentäler und norwegischen Fjorde besteht nach Eduard Richter gerade in der übertriebenen Vertiefung der steilen Wände und dem scharfen Gegensatz zu der eisgeschliffenen Hochfläche des Fjelds mit seinen Rundhöckern und flachen unregelmäßigen Mulden.

Glazialablagerungen durch Schmelzwasser. Betrachten wir die Arbeit der durch das Schmelzen des Eises frei werdenden Schmelzwässer, so treten uns überall die gewaltigsten Leistungen entgegen: die norddeutschen breiten Urstromtäler mit ihrer oft-

westlichen Richtung, die fingerförmigen Binnenseen der nördlichen amerikanischen und europäischen Ebenen, die weit ausgedehnten fluvioglazialen Sandflächen Nordeuropas und Islands, endlich die durch A. Penck studierten Schotterfelder des Alpenvorlandes in ihrer Mächtigkeit und weiten Ausdehnung, sie alle sind Zeugen der Erosion und Ablagerungstätigkeit der Schmelzwässer. Nur im Innern der Gebirge würde die Arbeit der Schmelzwässer fehlen, die dort besonders lebhaft gewesen sein muß, — mag man nun besondere Interglazial-„Zeiten" annehmen oder nur mit ausgedehnten Oszillationen des Gletscherstandes rechnen. Auch dieser Möglichkeit entgehen wir, wenn wir im Anschluß an Ed. Richter und W. Kilian die Übertiefung der alpinen Haupttäler und der nordischen Fjorde auf die Erosion der Schmelzwässer des fortschreitenden und zurückweichenden Eises zurückführen. Nach dem Gletscherrückzug füllen sich die Täler des Gebirges mit mächtigen Schotterablagerungen an, die umgelagerte Moränen darstellen und sich unmittelbar an diese anschließen.

Moränen. Durch die Wirkung des Spaltenfrostes an den Steilhängen, welche das Gletscherbett umsäumen, werden Blöcke abgesplittert, die auf die Oberfläche des Eises hinabstürzen. Dies ist der Ursprung der Obermoränen, welche auf die alpinen Talgletscher und die Zungen der norwegischen Plateaugletscher beschränkt sind. Als Seitenmoränen lagern sie den Rändern des Gletschers auf und begleiten ihn in Form von Wällen (Jannu, Abb. 11). Zieht sich der Gletscher seitlich zurück, so erscheinen sie als Ufermoränen auf dem Rande des Gletscherbettes (Pasterze, Abb. 9). Vereinigen sich zwei Seitenmoränen durch Zusammenfluß zweier Gletscher, so entsteht eine Mittelmoräne auf dem Rücken des aus der Vereinigung entstandenen Eisstromes (Pasterze). Infolgedessen zeigen zusammengesetzte Gletscher wie der Aletschgletscher und die noch ausgedehnteren Eisströme der asiatischen Hochgebirge Mittelmoränen in mehrfacher Wiederholung. Die Mittelmoräne schützt das unterlagernde Eis gegen das Abschmelzen und erhebt sich daher häufig über die Gletscheroberfläche. Äußerlich ähnelt diese Erscheinung der Innenmoräne, welche jedoch aus dem emporgequetschten Material zweier Grundmoränen besteht.

Abb. 13. Gletscherfluß Tungnaa und Zufluß (Island).
Sandr=Ebene. Schmelzwasserbäche mit ihrem stets wechselnden Lauf breiten die fluvioglazialen Sande (sandr) über weite Flächen aus.

Die Untermoränen, in abgelagertem Zustand Grundmoränen genannt, entnehmen ihr Material dem Gletscherbett selbst, das durch die erodierende Tätigkeit des Gletschereises im Verein mit der Wirkung des Spaltenfrostes geschaffen wird. Die Stirnmoräne entsteht aus der Vereinigung der Geschiebe aller dieser Moränen und wird von der Zunge des Gletschers, solange er sich im Stadium des Vorrückens befindet, vorwärts geschoben, während sie beim Zurückweichen als halbkreisförmiger Wall stehen bleibt. Mit dem isländischen Worte „sandr" bezeichnet man die sandigen Ablagerungen der großen Ebenen. Die Abb. 13 gibt uns also einen Begriff von Verhältnissen die zur Eiszeit vielfach in Norddeutschland und im Vorlande der Alpen geherrscht haben.

Eine Übersicht der verschiedenen Formen der in Bewegung befindlichen und der abgelagerten Moränen hat eine internationale Kommission von Gelehrten unter dem Vorsitz des der Wissenschaft und der Alpenforschung zu früh entrissenen Eduard Richter zusammengestellt:

Moränen	Bewegte Moränen	Obermoränen Innenmoränen Untermoränen	Seitenmoränen Mittelmoränen	
	Abgelagerte Moränen	Wallmoränen	Längsmoränen	Ufermoränen
			Rand- oder Endmoränen	Stirnmoränen
		Grundmoränendecke mit Drumlins.		

4. Landeis und Eisberge, Plateaugletscher, Talgletscher.

Die Eisberge, die von den nach Süden fließenden kalten Strömungen des Ozeans verfrachtet werden, haben mit dem winterlichen Zufrieren der polaren Meeresflächen nichts zu tun, sondern verdanken ihren Ursprung lediglich der Landeisbildung. Wie schon bei der Besprechung der Moränen angedeutet wurde, lassen sich je nach der geographischen Lage drei Hauptformen von Gletschern unterscheiden, in denen sich der Winterschnee zu Eisströmen verwandelt:

A. Talgletscher entstehen durch unmittelbaren Schneefall und vorwiegend durch Staublawinen.
   1. Alpine Gletscher im eigentlichen Sinn (inkl. Pyrenäentypus). Sie entstehen in Firnmulden der Hochgebirge und enden (d. h. sie schmelzen ab) innerhalb der Täler.
   2. Malaspinatypus. Entstehung gleich der Alpengletscher. Die Gletscher des Malaspinatypus umgeben aber als geschlossene Masse den Gebirgsfuß. (Piedmont- oder Gebirgsfuß-Gletscher.)
   3. Plateaugletscher im eigentlichen Sinn. Skandinavischer (Abb. 17) und isländischer Typus.

B. Plateaugletscher (norwegisch fond, engl. icecap) entstehen durch gleichmäßigen, flächenhaft ausgedehnten Schneefall im Rumpfgebirge oder in den Polarregionen. Gelegentlich Eisberge.

C. Das Landeis der Nordpolargebiete und der Antarktis bedeckt ganze Kontinente und Inseln (ist also nicht an Gebirge gebunden). Eisberge häufig, im Nord- und Südpolargebiet verschieden entwickelt. (Vgl. S. 38.)

5. Die alpinen- oder Talgletscher.

Sie sind auf die Hochgebirge der heißen und gemäßigten Zone beschränkt, tragen stets Obermoränen und führen infolge der hohen Lage der Schneegrenzen niemals zur Bildung von Eisbergen. Man unterscheidet bei den Talgletschern einfache Gletscher (oder Gletscher II. Ordnung), die aus einem einzigen Firnfeld entspringen und nicht in den Talboden hinabreichen und

zusammengesetzte (oder Gletscher I. Ordnung), die durch den Zusammenfluß mehrerer Eisströme entstehen und bis zum Zungenende an den zahlreichen Mittelmoränen ihren Ursprung verraten. (Aletsch-Gletscher, Pasterze, Abb. 9.)

Am deutlichsten zeigt das Glockner-Bild (Abb. 9) den Gegensatz eines großen zusammengesetzten Gletschers erster Ordnung, der Pasterze, und der einfachen nicht in den Talboden hinabreichenden Eisströme (in der Mitte des Bildes); endlich bemerken wir unter dem einen Hängegletscher sowie weiter ein regeneriertes lediglich durch Eislawinenstürze entstehendes kleines Eisgebilde oberhalb des großen Talgletschers der Pasterze.

Während die Gletscher I. Ordnung auf weite Strecken (10 bis 16 km) die Alpentäler durchfließen, hängen die einfachen Gletscher aus dem Firnfelde über die Abhänge nach dem Tal abwärts und entsprechen vielfach dem Typus der „Hängegletscher". Da am Nordabhang der Pyrenäen zwischen der Garonne und dem Val d'Ossone diese Hängegletscher ausschließlich vorkommen, ohne auf den Talboden hinabzureichen, hat man dieselben auch wohl als pyrenäischen Typus den alpinen oder Talgletschern I. Ordnung gegenübergestellt.

Die Riesenform der Talgletscher stellen die im Norden und Süden der Kordilleren entspringenden Gletscher dar, die aus den Tälern dieser Hochgebirge hervordringen und in ihrer Ausdehnung am Fuß des Gebirges (Piedmont Glacier) die norwegischen Gletscher meist noch übertreffen. Der Malaspina-Gletscher in Alaska besitzt eine Länge von 96 km, bedeckt 3500 qkm und übertrifft also die Ausdehnung aller alpinen Gletscher zusammengenommen, deren Fläche auf annähernd 3300 qkm geschätzt wird. Die Zungen dieser gewaltigen Eisströme reichen sowohl im Norden wie im Süden der amerikanischen Kontinente bis in das Meer (Abb. 6 und 17). Der Muirgletscher in Alaska gehört derselben Entwicklungsform wie der Malaspinagletscher an. Ein Eisgebilde wie der Malaspinagletscher, der zusammen mit anderen Eisströmen das ganze Vorland eines Hochgebirges durch seine im Innern der Täler hoch angestauten Eismassen bedeckt, gibt uns einen Begriff von den Eiszeitgletschern, wie sie die bayrische Hochebene oder das Schweizer Hügelland überkleideten.

Firnmulde

Firn

Schnee-
linie

Gletscher

Abb. 15. Der Ebene Ferner im Ridnauntal mit flachgeneigter Firnmulde.
Eine Übergangsform zwischen alpinem Talgletscher und norwegischem (Plateau-)Typus; am Fuße der steileren Firnhänge der Bergschrund.

Die norwegischen oder Plateaugletscher (norwegisch: Fond) lagern den plateauähnlichen Rumpfgebirgen Norwegens und Islands (Abb. 17), sowie den Inseln und Halbinseln an der grönländischen Küste auf, bewegen sich bei ebener Unterlage gleichmäßig in allen Richtungen und tragen nur auf ihren kurzen Zungen (norwegisch: Braee) Obermoränen. Sie können gelegentlich die Bildung von Eisbergen veranlassen.

6. Das antarktische und arktische Landeis.

Das Inlandeis bedeckt als gleichmäßig gewölbte Eiskalotte ganze Länder und zeigt hervorragende Felszähne oder -Kuppen (Nunataker) nur am Rand (Abb. 18). Bei dem Vorrücken in das Meer bricht infolge des geringen Gewichtes[1]) das untergetauchte Gletscherende als Eisberg ab; die durch diesen Vorgang, das sog. Kalben, entstehenden Eisberge werden weit nach Süden (bis in die Breite von Neapel) hinabgetragen und geben den Schiffen ihre gefährliche Nähe durch plötzliches Sinken der Temperatur kund.

Arktisches Inlandeis. Man pflegt bei dem Landeis einen arktischen und einen antarktischen Typus zu unterscheiden. Die Eisbedeckungen Spitzbergens vermitteln den Übergang zwischen den norwegischen Plateaugletschern und dem Landeis, das die Inseln Devon und Grönland — letzteres in einer ungefähren Ausdehnung von 2 Millionen Quadratkilometern — bedeckt. Grönland wird von einem besonders im Westen breiten, eisfreien Saume umgeben, der nur von den unter enormem Drucke stehenden und daher mit gewaltiger Geschwindigkeit (22 m pro Tag) dahinströmenden Zungen des Landeises durchschnitten wird und nach Drygalski auch selbständige Gletscherbildungen trägt. Das Landeis selbst steigt mit fast unmerklicher Geschwindigkeit bis zu einer Höhe von 2700 m im Innern des Landes an und besitzt hier wahrscheinlich eine Dicke von etwa 1600 m.

Die Verbreitung des Eises in der arktischen Inselwelt beruht jedoch nicht auf der Annäherung an den Kältepol, sondern ist im wesentlichen an die Menge der Niederschläge gebunden, die

1) Das Eis besitzt $^7/_8$ des Gewichts von einem gleichen Quantum Wasser.

Abb. 16. **Der Eisabbruch des kalbenden Muir-Gletschers in Alaska.**
Zunge eines Riesengletschers des Malaspina- oder Bergfuß-Typus.

Folgefond

Abb. 17. **Der Buar Braee am Hardanger Fjord.**
Die Zunge (braee) des Plateaugletschers, im Vordergrund der Gletscherbach mit fluvioglazialen Absätzen, im Hintergrunde Gletscherzunge mit Seitenmoränen.

Nunataer

Abb. 18. Franz-Josef Fjord auf Grönland.

Rand des Inlandeises mit Nunataker, darunter der von steilen Wänden eingefaßte Fjord mit der kalbenden Eiszunge.

ihrerseits von den örtlich verschiedenen Luftdruck-Verhältnissen abhängig ist. Der nordpazifische Ozean stellt eine Region tiefen Luftdrucks dar, der das Zuströmen feuchter Seewinde und die starke Vergletscherung der Hochgebirge von Alaska und die Ausdehnung des Malaspinagletschers am Fuße des Mount Elias verständlich macht. Daß die Größe der Vergletscherung in der Tat mit diesem barometrischen Tief zusammenhängt, geht auch aus der Tatsache hervor, daß die Schneegrenze am Eliasberge im Süden tiefer liegt, als im Norden. Die nördlichsten Gebirge Alaskas, die in der Fortsetzung der eigentlichen Rocky Mountains liegenden Endicott-Mountains, waren zur Eiszeit mit einem Gletschermantel umhüllt und tragen jetzt noch einzelne Spuren von „totem Eis", d. h. von bewegungslos gewordenen „fossilen" Gletschern.

Dem Tiefstand des Luftdruckes im Nord-Pacific steht ein Hochstand in Nord-Sibirien gegenüber, der eine Abnahme der Vereisung von Osten nach Westen bedingt. So zieht sich, schon nach früheren Beobachtungen, eine zurzeit gletscherfreie Zone aus der Mitte Alaskas bis nach Nordost-Sibirien, wo das 2000 m hohe Werchojanskische Gebirge niemals — weder in der Gegenwart noch in der Eiszeit — vergletschert gewesen ist. Diese allgemeine Erscheinung wurde bestätigt durch die Einzelforschungen der zweiten Expedition der Fram nach dem hocharktischen Inselarchipel. In Grönland findet sich eigentliches Inlandeis, das auch noch den Nordosten der östlich vorgelagerten Insel Devon bedeckt, während die den Jones-Sund umgebenden Inseln nur getrennte Firnfelder tragen, deren Ausdehnung nach Westen zu rasch abnimmt und endlich verschwindet. Es reicht also die Region hohen Luftdruckes vom Sibirischen Kältepol quer über das zugefrorene Polarmeer hinweg nach dem arktischen Archipel von Amerika und bedingt hier wie dort das auf der Schneearmut beruhende Fehlen von Gletschern. Es ist eine der wichtigsten, in Sibirien in A. von Bunge, im hocharktischen Nordamerika von Schei und Sverdrup festgestellte Tatsachen, daß hier in beiden Kontinenten auch die verflossene Kälteperiode keine Gletscher hervorgebracht hat.

Antarktische Eismassen. Auch der antarktische Kontinent zeigt eine Mannigfaltigkeit der Formen bei Vereisung, von

denen man bis vor kurzem keine Vorstellung gehabt hat. Im besonderen spielen das schwimmende und das an Nord-Alaska erinnernde abgestorbene Landeis nach E. Philippi in der Antarktis eine bedeutende Rolle.

Die Zone stärkster Eisentwicklung ist nach diesen Darlegungen etwas nördlich von der Küstenlinie des antarktischen Kontinentes anzunehmen; die Balleny-Inseln, die Bouvet-Inseln, die Inseln der Gerlache-Straße u. a., d. h. alle innerhalb der Treibeiszone liegenden Inseln gehören diesem Hauptvereisungsgebiete an. Im großen und ganzen ist die Vereisung des Südpolargebietes viel bedeutender als die der Nordpolargegenden und den Zuständen vergleichbar, die in der Quartär- oder Diluvialperiode in Nordamerika und Europa herrschten. Wie schon C. Chun bemerkt, liegt die von einer einheitlichen Eiskalotte bedeckte Bouvet-Insel unter dem 54° südl. Breite, d. h. in demselben Abstande vom Pol wie Rügen von Helgoland; auch auf der Heard-Insel und in Südgeorgien (unter 53 bzw. 54° südl. Breite) reichen wenigstens die Gletscher bis ins Meer und lösen sich hier in Eisberge auf. Trotzdem kann man nicht annehmen, daß etwa die Eiszeit zwischen Nord- und Südpol gewechselt habe. Vielmehr zeigen erratische Blöcke und Moränen, Gletscherschliffe und Rundhöcker außerhalb der heutigen Vereisungsgebiete eine größere Ausdehnung des antarktischen Eises an. Die schwache Bewegung des Landeises und vieler Talgletscher, die sich z. T. wie in Nord-Alaska bis zu gänzlicher Bewegungslosigkeit steigert, deuten ebenso auf frühere weitere Ausdehnung des Landeises hin.

Als Überbleibsel einer früher stärkeren Vereisung sind ferner die großen schwimmenden Massen von Landeis aufzufassen, die den südlichen Teil des Roß-Meeres erfüllen und auch dem Kaiser Wilhelm II.-Land vorgelagert sind. Das diesem Lande vorgelagerte „Westeis" wird von E. Philippi als ein auf dem Meere schwimmendes Landeis aufgefaßt, daß noch mit dem des Festlandes in ununterbrochener Verbindung steht, aber — abweichend von dem Barrière-Eis bereits bewegungslos geworden ist. Dagegen deutet E. v. Drygalski das Westeis als „eine Gruppe von Eisbergen, welche durch Schneestürme oder Stauungen auf Untiefen oder Bänken später nur zu einer einheitlich scheinenden

Masse zusammengeschweißt sind". Jedenfalls befindet sich das Westeis im Meere in einem Ruhezustand und bildet dadurch einen Gegensatz zu dem noch in ziemlich lebhafter Bewegung befindlichen südpazifischen Barrière-Eis. Bekanntlich hat vor vielen Jahrzehnten J. C. Roß auf seiner ersten Reise die ausgedehnteste Eisküste der Erde, die „Große Barrière" entdeckt, die sich ohne Unterbrechung vom Fuße des Vulkans Terror über 750 km in west-östlicher Richtung verfolgen ließ. Im Jahre 1902 konnte nun die Discovery unter Kapitän Scott ein Zurückweichen dieser Eismauer nach Süden feststellen, das stellenweise 50 km betrug. Seitdem rückt, wie die Shackleton-Expedition 1909 feststellte, das östliche Barrière-Eis etwa einen halben Kilometer im Jahre vor. Als im Januar 1909 gegen Süden hin Depots errichtet wurden, fand man, daß das von Scott 1902 unter 78° 40' südl. Breite angelegte Depot sich nach Ostnordost mit einer jährlichen Geschwindigkeit von 450 m bewegt hatte. Die Höhe der Oberfläche über dem Meeresspiegel beträgt bis 50 m und bleibt sich bis zum äußersten erreichten Süden nahezu gleich; im Durchschnitt reicht die große Roß-Barrière nach Süden bis über den 84. Breitengrad hinaus und findet ihr Ende an dem, nach Südosten umbiegenden Steilabfall des antarktischen Kontinentalmassivs. Die gewaltige Eistafel des Barrière-Eises hat also eine Ausdehnung von etwa 400 000 qkm und schwimmt auf dem Wasser der Roß-See.

Der sanft geneigte große Gletscher, auf dem Shackleton nach dem zentralen antarktischen Plateau aufstieg, zeigt, daß das Barrière-Eis teilweise auch von jenem Plateau, d. h. von dem Landeis gespeist wird (Abb. 19).

Das Gletschereis der Barrière wird jedoch überlagert von zusammengepreßten Schneeschichten, deren nur wenige Zoll auseinanderliegende Schichtungslinien sich am Steilabsturz in die See deutlich erkennen lassen. Nach den Beobachtungen der Shackleton-Expedition im Winterquartier bei Kap Royds entsprach der jährliche Schneefall einer Regenmenge von 24 cm. Nimmt man nun an, daß die Schneeaufhäufung auf dem Barrière-Eis Firn in einer Mächtigkeit von jährlich 30 cm ergibt, berücksichtigt man ferner, daß bei einem jährlichen Vorrücken von 1/2 km die südliche Ausdehnung der Barrière 480 km beträgt, so folgt, daß

Abb. 19. Große Eisbarriere östlich [illegible] Viktorialand. Südpolargebiet.
Diese große Eismauer, die bereits James Roß 1840 entdeckte, ist nahezu 700 km lang und erhebt sich in lückenloser Ausdehnung fast 50 m lotrecht über dem Wasserspiegel

eine 480 km südwärts abgesetzte Firnschicht nach 900 Jahren ungefähr 275 m hoch vom Schnee bedeckt sein wird. Aus dieser Annahme ergäbe sich ferner, daß die Barrière vorwiegend eine Anhäufung von Firn und nicht von Gletschereis ist. Diese Folgerung wird durch die Untersuchung der Eisberge gestützt: der *typische antarktische Eisberg besteht aus Firn*. Noch wichtiger war die Beobachtung, daß das Barrière-Eis mit seiner nur 15—20 m hohen Abbruchskante auf einem 500—850 m tiefen Meere schwimmt. Tatsächlich hob und senkte sich die mächtige Eisdecke unter der Einwirkung von Ebbe und Flut ebenso wie das an ihr verankerte Schiff.

Die Form des Barrière-Eises, unter der man also schwimmende, aber mit dem Lande noch in fester Verbindung stehende Tafeln von großer Ausdehnung zu verstehen hat, die zum kleinen Teil aus dem Eise der Gletscher, zum großen Teil aus dem wenig veränderten Schnee gebildet werden, ist für das Südpolargebiet charakteristisch, da man auch in der Westantarktis ähnliche Eisformen beobachtet hat.

Eisberge. Die charakteristische horizontale Tafelform des Barrière-Eises und dessen vertikale Zerklüftung überträgt sich naturgemäß auch auf die am Ende der *Barrière* von ihr *abgelösten Eisberge*, deren typische rechteckige Kastenform

Abb. 20. Antarktischer Firneisberg von kastenförmiger Gestalt im Treibeis (Meereis). Nach E. Philippi.

seit langem als ein besonderes Merkmal der Antarktis bekannt ist. Diese Eisberge bestehen weniger aus echtem Gletschereise, als vielmehr größtenteils aus Firn, wodurch natürlich ihre Schwimmfähigkeit bedeutend erhöht wird. In der Tat lagen solche Berge gelegentlich nur bis zur Hälfte ihrer Gesamthöhe im Wasser. Jedoch werden auch Berge aus echtem Gletschereis — die Enden des kalbenden Talgletschers des Viktoria-Inlandeises — gelegentlich beobachtet. Als Maximalstärke des Meereises wurde in der Nähe der Winterstation von Shackleton etwa 2 m gemessen (Abb. 20).

Das Viktoria-Inlandeis. Ein weiteres wichtiges Ergebnis der Discovery-Fahrt ist der Nachweis eines in 3000 m Höhe liegenden Inlandeises auf dem Viktorialand, das von einem eisfreien bis 130 km breiten Saume umgeben ist. Es kehren also in einem Teile der Antarktis die heutigen grönländischen Verhältnisse wieder — nur daß im Süden der eisfreie, von vier großen Abflüssen des Landeises durchströmte und ebenfalls mit selbständigen Talgletschern bedeckte Saum breiter als der grönländische ist.

Dieses Inlandeis, welches über dem zentralen Teile des Südpolargebietes lagert und alle Unebenheiten des Felsuntergrundes mit seiner plastischen Masse überdeckt, erstreckt sich von etwa 72° Süd bis in die Nähe des Südpols und wahrscheinlich weit darüber hinaus [1]. Im Norden ist das Inlandeis bis zu mehr

[1] Nach der von Baschin gemachten Zusammenstellung der Ergebnisse der Shackleton-Expedition. Zeitschr. für Erdkunde Berlin 1910 S. 254.

als 2200, im Süden bis über 3000 m Höhe nachgewiesen. Es ist an der Oberfläche in der Form des feinkörnigen kompakten Plateaufirns entwickelt, scheint jedoch nirgends eine beträchtliche Dicke zu erreichen.

Die Ausflüsse des ebenen und spaltenfreien Viktoria-Inlandeises strömen durch die Pässe einer selbständigen bis 2000 m hohen Gebirgskette dem Meere zu und gewinnen durch die große Länge ihres Laufes eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit den Talgletschern der Hochgebirge. Der Ferrargletscher, über den die Schlittenexpedition der Discovery zum Landeis emporstieg, entspricht in seiner Ausdehnung den größten bekannten Talgletschern des alpinen Typus und wird noch von zwei anderen Eisströmen, dem Barne- und dem Shackletongletscher sowie vor allem von dem 160 km langen Beardmoregletscher übertroffen. Doch sind von den wenig zahlreichen Abflüssen des Landeises auf der 11 Breitengrade langen Strecke zwischen Kap Adare und Mt. Longstaff nur noch vier in schwacher Bewegung. Bei den meisten ist — ähnlich wie auf den arktischen Endicott-Mountains — der Ruhezustand des toten Eises oder des fossilen Gletschers erreicht. Wir sehen also auf dem antarktischen Viktorialand eine Entwicklung des Gletschereises, die von dem in lebhafter Bewegung befindlichen Bergfußgletscher von Südalaska so weit wie möglich abweicht. Aus den Hochgebirgen des Mt. Logan und Mt. Elias dringen mächtige Eisströme vor, überdecken das ganze Vorland (Berggletscher) mit einer Eisdecke und bilden bei dem Übergang in das Meer mächtige Eisberge. Auf Viktorialand lagert dagegen ein von der Discovery-Expedition in ostwestlicher Richtung über 400 km weit befahrenes Inlandeis, dessen Abflüsse sich in langsamer Bewegung befinden und nur noch zum Teil das Meer erreichen. So endet der Nordarm des Ferrargletschers innerhalb eines Tales mit ganz flacher Eiszunge.

Die winterliche Abnahme des antarktischen Landeises. Ganz anders als dieses Viktorialandeis war die langsam vorwärts fließende Eismasse beschaffen, welche 1902 von dem deutschen Expeditionsschiff Gauß in 66° südl. Breite gesichtet wurde; dieses Landeis stieg schwach nach Süden an und brach gegen das Meer in einer 40—50 m hohen Mauer ab. Auch am Gaußberg wurde dieselbe Höhe des Absturzes gemessen und die Mächtigkeit der

Eisplatte durch Lotungen auf höchstens 200—250 m bestimmt. Eine langsame nur etwa 1/3 m pro Tag betragende Bewegung und das Fehlen des Schnees im Winter sind die bemerkenswertesten Kennzeichen dieser Landeismasse. Der Zustand, in dem die Abflüsse des Viktorialandeises sich befinden, deutet ebenso wie die erwähnten Beobachtungen der deutschen Südpolexpedition in Kaiser Wilhelm II.-Land auf einen Rückzug des gesamten Eises hin. Die größere ehemalige Ausdehnung des antarktischen Eises ist um so bemerkenswerter, als eine Firngrenze auch jetzt nicht vorhanden ist; vielmehr liegt die Grenze des ewigen Schnees in dem Meeresniveau oder steigt sogar unter dieses herab.

Andererseits kann nach E. Philippi nicht die ganze Fläche des antarktischen Landeises als Nährgebiet bezeichnet werden; vielmehr ist gerade der Außenrand der Landeismasse als Abtragungsgebiet anzusprechen. Diese Verminderung der Eismächtigkeit beruht aber nicht wie im Hochgebirge oder am Nordpol auf der sommerlichen Schmelzwirkung, obwohl auch eine solche in geringem Maße nachweisbar ist. Vielmehr bilden die Stürme, die das ganze Jahr über, im Winter aber mit ganz besonderer Kraft wehen, den Hauptfaktor, welcher ein Schwinden des antarktischen Landeises bedingt. Die Winde tragen nicht nur den Schnee weiter, sondern bedingen auch infolge ihrer Trockenheit eine Verdunstung und Ablation der Eisoberfläche, wie sie besonders von der deutschen Südpolexpedition am Gaußberg beobachtet wurde. So erklärt sich das merkwürdige — mit allen sonstigen Gletscherbeobachtungen im Widerspruch stehende Verhalten des Antarktis: Trotz bedeutender Schneefälle und sehr niedriger Jahrestemperatur wächst der Rand des Landeises nicht, sondern wird teils durch die Trockenheit, teils durch direkte Wirkung der Stürme abgetragen. Dagegen wird im Sommer auf der Oberfläche des östlichen Teiles des Westlandes Schnee angehäuft, der ein Wachstum der Gletschermasse bedingt. Das Bild der Entwicklung des antarktischen Landeises widerspricht also — infolge der Sturm- und der gewaltigen Kältewirkungen — allen sonstigen Erfahrungen: Trotz der Kälte und der Niederschlagsmenge findet ein Rückgang der Ausflüsse

des Landeises statt und zwar im Winter, während der Sommer ein geringes Wachstum des Eises herbeiführt.

Die sonstigen Verschiedenheiten zwischen nord- und südpolarem Eise treten gegenüber dem eben geschilderten merkwürdigen Verhalten beinahe zurück: Das antarktische Landeis des Kaiser Wilhelm II.- und des Coats-Landes ist wie erwähnt infolge der tieferen Lage der Schneelinie von keinem eisfreien Landsaume umgeben und bricht in breiten regelmäßig geschichteten und mit ausgedehnten Untermoränen versehenen Eisbergen von plateauartiger Beschaffenheit ab. Dagegen sind die in den engen Zungen zusammengepreßten grönländischen Eismassen unregelmäßig begrenzt und zeigen niemals die horizontale Lage der Schmutzschichten oder Grundmoränen. Die zum Teil als Facettengeschiebe[1]) entwickelten Quarzite und Urgesteine, die die deutsche Südpolexpedition mitgebracht hat, versinnbildlichen die Aufhöhung des Meeresgrundes, die in dem Bereich des Abschmelzens der nördlichen und südlichen Eisberge vor sich geht. Die Eisdriftbildungen der Zeit des Rotliegenden, welche aus dem nordwestlichen Indien und in einer Mächtigkeit von mehreren Hundert Metern aus Australien bekannt sind, geben einen Begriff von der vorzeitlichen Bedeutung der Eisberge.

Zusammenfassung des Vortrages: Lawinen und Gletscher.

1. Die Entstehung der alpinen Talgletscher ist — im Gegensatz zu den Plateaugebilden Norwegens und dem Landeis des hohen Nordens — in erheblichem Maße, die Bildung der Kargletscher ausschließlich auf die Tätigkeit der Staublawinen zurückzuführen; ihre Wirksamkeit gehört vornehmlich der Winterzeit an und wurde daher im allgemeinen zu wenig gewürdigt. Sichtbar tritt die Wirkung der Staublawinen vornehmlich an den höchsten steil aufstrebenden Bergen der Alpen, noch mehr

1) Im Gegensatz zu den kantengerundeten, geschrammten und polierten Geschieben zeigen diese Blöcke Facetten, die auf verschiedenen Seiten angeschliffen sind, je nachdem eine Änderung der Lage des in der Gletscherbasis eingebackenen Steins eintrat.

aber im Himalaya und den nördlichen Ketten Nordamerikas zutage. Die Schneehänge sind dort von den zuweilen in regelmäßigen Abständen liegenden Lawinenbahnen gleichsam ziseliert; diese Furchung deutet darauf hin, daß hier jahraus jahrein die niedrige Temperatur herrscht, in welcher der Schnee staubförmige Beschaffenheit behält.

2. Eine in der Form der Zerstörung mit den Murbrüchen verwandte Erscheinung sind die Grundlawinen, die sich im Frühjahr aus dem mit Schmelzwasser durchtränkten Winterschnee zusammenballen und auf der untersten, besonders wasserreichen Schneelage abgleiten. Die Gletscherlawinen, die nicht mit den Eis- oder Gletscherkaskaden zu verwechseln sind, entstehen durch starkes Abschmelzen einer Gletscherzunge auf steilgeneigter Unterlage. Durch Staublawinen wachsen die Alpengletscher, durch Gletscherlawinen (oder „Gletscherbrüche") werden ihre Zungen zerstört.

3. Die Beobachtungen über den gewaltigen, 2 km in 10 Monaten betragenden Vorstoß des Malaspinagletschers als Folge eines 6 Jahre zurückliegenden bedeutenden Erdbebens sind von großer allgemeiner Wichtigkeit; sie zeigen, daß häufig wiederholte Beben in einem vergletscherten Hochgebirge nicht nur einen vereinzelten Vorstoß, sondern durch das periodische Abschütteln des Schnees in Lawinenform ein allgemeines Wachstum der Gletscher, d. h. eine „Eiszeit" hervorzubringen imstande wären.

4. Die Lage der Schneegrenze hängt daher sowohl von der Sonnenwärme des Sommers, wie von der Menge des im Winter gefallenen Schnees ab und zeigt sonst die größten Schwankungen. Die alpine Schneegrenze zeigt ein Herabgehen im Norden bis auf 2500 und 2400 m, im Süden bis auf 2700 m. Andererseits steigen die Schneelinien im Ötztaler Massiv und in der Bernina-Gruppe bis auf 2800—2900, im Monte Rosa- und Montblancgebiet sogar bis über 3000 m an.

5. Nicht der Druck in den tiefer liegenden Eisschichten, sondern das oberflächliche Schmelzen und Wiedergefrieren bedingt die Umwandlung des Schnees in Firn und Gletschereis.

6. In den Alpen zeigt sich der Typus der ungestörten Lagerung der Eisschichten nur ganz ausnahmsweise. Meist erleiden

infolge des Herabströmens durch die engen, von Steilwänden begrenzten Täler die Schichten eine seitliche Pressung und damit eine nach unten zunehmende Einmuldung und Faltung, die bis zu völliger Senkrechtstellung der Eisschichten führen kann. In letztem Falle erhalten wir an der Oberfläche des Gletschers die Erscheinung der sog. „Ackerfurchen".

Ogiven sind die Spitzbögen ähnlichen Figuren auf der Oberfläche des Gletschers, welche ihre gewölbte Seite der Zunge zukehren; sie verdanken ihre Entstehung der rascheren Fortbewegung der Mitte des Gletschers, während die randlichen Eisteile durch die größere Reibung an den Ufern gehemmt werden.

7. Infolge der Bewegung zerreißt das Eis in Längs- (Radial-) und Querspalten, welch letztere senkrecht zu der Zerrungsrichtung verlaufen. Wird der Wechsel im Gefälle schroffer, so erhalten wir die Erscheinung des Gletschersturzes oder der Gletscherkaskade.

8. Der Bergschrund verdankt seine Entstehung einer Zerrung, die dadurch hervorgerufen wird, daß sich die mächtige Firnmasse in der Mulde rascher abwärts bewegt als die dünne, den umgebenden Steilhängen angeklebte Schneelage.

9. Für die Übertiefung und Umformung der Alpentäler und Fjorde kann sowohl die Arbeitsleistung größerer Schmelzwassermengen wie die direkte Erosionstätigkeit der Gletscher verantwortlich gemacht werden.

10. Der Grindelwaldgletscher hat einerseits Hohlkehlen und Rundhöcker durch direkte Abschleifung und Reibung, andererseits scharfkantiges Herausbrechen und Absplittern von Blöcken durch Veränderung der Druckwirkungen hervorgerufen, überall aber vorhandene Hohlformen erweitert und verbreitert. Eine Vertiefung durch schleifende Erosion, ein Einschneiden oder eine Auskehlung wurde dagegen nirgends beobachtet. Ein wirkliches Einschneiden des Gletschers ist nur in dem nicht eben häufig vorkommenden Falle denkbar, daß ein leicht angreifbares Gestein in der Richtung des Eisstroms zwischen harte Gesteinszonen eingelagert ist.

Das Bild des Grindelwaldgletschers läßt den Gegensatz zwischen der Arbeit des Eises und der des fließenden Wassers erkennen:

Der breite Trog ist durch die gemeinsame Arbeit der splitternden und schleifenden Eiserosion ausgehöhlt, in der Mitte dieses Troges verläuft mit steil eingerissenen, U-förmigen Wänden das Bett, das sich der Gletscherbach seit dem Rückzug des Eises eingekerbt hat. Eine Kombination von Eis- und Wassererosion tritt ein, wenn ein mächtiger Talgletscher jederseits von Schmelzwasserläufen eingerahmt wird (Jannugletscher in Nepal). Dann erfolgt eine übertiefte Einkerbung mit steilen Wänden und trogartigem Boden, d. h. ein sehr tiefes U.

11. Der eigenartige Charakter der Haupttäler der Alpen und norwegischen Fjorde besteht in dieser übertriebenen steilwandigen Vertiefung der Hauptfurchen und dem scharfen Gegensatz zu der eisgeschliffenen Hochfläche des Fjelds mit seinen Rundhöckern und flachen, unregelmäßigen Mulden.

12. Je nach dem Fehlen oder Vorhandensein von Obermoränen und der geographischen Lage lassen sich drei Formen von Gletschern unterscheiden:

I. Die alpinen oder Talgletscher sind auf die Hochgebirge der heißen und gemäßigten Zone beschränkt, tragen stets Obermoränen und führen infolge der hohen Lage der Schneegrenze niemals zur Bildung von Eisbergen.

I a. Eine besondere Form der Talgletscher stellen die im Norden und Süden der Kordilleren entspringenden Gletschermassen dar, die aus den Tälern der Hochgebirge stammen und in ihrer Ausdehnung am Fuße des Gebirges (Bergfußgletscher = Piedmont Glacier) die norwegischen Gletscher meist noch übertreffen.

II. Die norwegischen oder Plateaugletscher (norwegisch: Fond), lagern den plateauähnlichen Rumpfgebirgen Norwegens auf und tragen nur auf ihren kurzen Zungen (norwegisch: Braee) Obermoränen. Sie können gelegentlich die Bildung von Eisbergen veranlassen.

III. Das antarktische und arktische Landeis (oder Inlandeis) bedeckt ganze Länder und zeigt hervorragende Felszähne oder Kuppen (Nunataker) nur am Rand. Bei dem Vorrücken in das Meer bricht infolge des geringen Gewichtes das untergetauchte Gletscherende als Eisberg ab.

Formen der arktischen und antarktischen Eismassen.

Man könnte die von einem eisfreien Saum umgebene, auf das Innere des Landes beschränkte Eismasse Grönlands und des südpolaren Viktorialandes mit ihren gewaltigen Ausflüssen als „Inlandeis" von dem gleichmäßig verbreiteten „Landeis" des Kaiser Wilhelm II.-Landes unterscheiden. Doch zeigt der antarktische Kontinent eine Mannigfaltigkeit der Formen der Vereisung, von der man noch vor kurzem keine Vorstellung gehabt hat. Insbesondere sind das schwimmende und das an Nord-Alaska erinnernde abgestorbene Landeis Typen, die nach E. Philippi in der Antarktis eine bedeutende Rolle spielen und deren Vorhandensein bisher kaum bekannt war.

Die Vereisung des Südpolargebietes ist viel bedeutender als die der Nordpolargegenden und etwa den Zuständen vergleichbar, die in der Quartärperiode in Nordamerika und Europa herrschten. Die von einer einheitlichen Eiskalotte bedeckte Bouvet-Insel liegt unter dem 54. Grad südlicher Breite, d. h. in demselben Abstande vom Pol wie Rügen oder Helgoland. Das dem Kaiser Wilhelm II.-Land vorgelagerte „Westeis" ist als ein auf dem Meere schwimmendes oder gestrandetes Landeis aufzufassen. Das Barrière-Eis, das sich vom Vulkane Terror über etwa 30 Längengrade verfolgen ließ, schwimmt mit seiner nur 15—50 m hohen Abbruchskante auf einem 500—850 m tiefen Meere. Bis 3000 m Höhe liegt ein Inlandeis auf dem Viktorialande, dessen Abflüsse durch die Päße einer selbständigen Gebirgskette dem Meere zuströmen. Trotz bedeutender Schneefälle und sehr niedriger Jahrestemperatur wächst der Rand des Landeises nicht, sondern wird teils durch die Trockenheit, teils durch direkte Wirkung der Stürme während des Winters abgetragen.

Zweiter Vortrag.

Das Werk der Eiszeit und die Einheitlichkeit ihrer Klima-Änderung.

Die Kenntnis der heutigen Gletscher ist von großer Bedeutung insofern sie das Verständnis eröffnet für die Entstehung der

Jordalsnut Fjeld

Abb. 21. Stalheimhotel im Naerotal.
Das Fjeld und der Rundhöcker des Jordalsnut als Beispiele älterer glazialer Bearbeitung des Untergrundes.

Landschaftsformen der Hochgebirge[1]) und der Bodenbeschaffenheit der großen Ebenen von Amerika und Nordeuropa. Die glaziale Bearbeitung des Untergrundes stellt in Norddeutschland wesentlich andere Probleme als in den Alpen, weil dort festes anstehendes Gestein, hier der lose Verwitterungsboden der Kreide, des Sandes und des Tons der norddeutschen Braunkohlenformation vorherrschen. Doch dürften hier wie dort Brüche und sonstige tektonische Lageveränderungen während der Eiszeit eingetreten sein. Je weiter wir in der Erdgeschichte zurückschauen, um so häufiger hat Gebirgsbildung die Konglomerate verändert.

1) Die Fragen der Abschleifung der Bergsockel, der Übertiefung der Haupttäler, und der Schotterablagerung im Gebirgsinnern werden am Schlusse des Bandes erörtert; der Fjordbildung, Seenbildung und der Entstehung der norddeutschen Urstromtäler ist der dritte Vortrag gewidmet.

Doch ist zur sicheren Begründung einer Eiszeit nicht nur die Schrammung der Gerölle, sondern vor allem auch die Bearbeitung des Untergrundes durch Abschleifen, Rundhöckerbildung, Aushöhlen und Politur ein notwendiges Erfordernis. (Abb. 21.)

In dieser Hinsicht erfüllt nur die quartäre und permische Eiszeit alle Anforderungen. Die geschrammten Geschiebe des im Kambrium Chinas und in einer sehr alten paläozoischen Formation Südafrikas gefunden worden sind, ruhen nicht auf geschrammtem Untergrund. Vielmehr ist die Unterlage unbekannt und nach den sonstigen Vorkommen handelt es sich am Yang-tse um die Ablagerungen schmelzender Eisberge.

A. Über glaziale Faltungs- und Überschiebungs-Erscheinungen.

Überall läßt sich auf der Stoßseite des Gletschers die Beobachtung machen, daß eine Faltung und Stauchung des plastischen (noch nicht durchgefrorenen) Untergrundes vornehmlich bei geringerem Eisdruck, d. h. bei kleineren Gletschern oder im Beginn des Vorrückens von Landeis erfolgt. Nach vollkommenem Durchfrieren des Bodens und bei wachsendem Eisdruck wirkt das Landeis nicht mehr faltend, sondern überschiebend und abhobelnd. Die Profile der Glazialfaltung erinnern daher in verkleinertem Maßstabe an tektonische Durchschnitte, in denen eine früher gefaltete Unterlage durch eine später entstandene Überschiebungsfläche von der aufgeschobenen Scholle getrennt wird.

B. Die jungpaläozoische Eiszeit.

Die Nachrichten über eine Vereisung, welche vor allem die Südhalbkugel am Schlusse der paläozoischen Ära betroffen hat, haben mehr und mehr an Sicherheit gewonnen. Nicht nur geschrammte Geschiebe und typische Grundmoränen sind aus Ostindien, Südafrika, Viktoria und endlich aus Westfalen beschrieben, auch unzweifelhafte Schrammung des Untergrundes wie auf dem nebenstehenden Bilde ist wiederholt und auf weite Strecken be-

Abb. 22. Spuren der jungpaläozoischen Eiszeit. Geschrammte Oberfläche der Keisformation unter dem Dwyka-Konglomerat bei Jakals Water, Prieska.

obachtet worden. In NW-Indien, in SW-Afrika (z. T.), Neusüd-Wales und Tasmania liegen nicht Grundmoränen, sondern geschichtete Meeresbildungen vor, die als Beweis für das Schmelzen der Eisberge zahlreiche geschliffene Geschiebe enthalten. Die Altersbestimmung dieser uralten Gletscher- und Driftbildungen beruht auf folgenden sicher festgestellten Beobachtungen:

1. Dieselbe höchst bezeichnende Landflora findet sich in Südafrika, den indischen Zentralprovinzen und Australien unmittelbar über der Grundmoräne, in letzterem Lande auch im Wechsel mit glazialen Schichten.

2. Dieselbe eigenartige marine Tierwelt liegt in NW-Indien

(Salzkette[1])) und Australien in den Schichten, welche glazialgeschliffene Geschiebe enthalten.

3. In Südafrika und Australien sind die unter 1. und 2. erwähnten Tier- und Pflanzenvorkommen postkarbonisch.

4. Ebenso ist in Westfalen die Oberfläche des gefalteten Oberkarbon in der bezeichnendsten Weise von Glazialschrammen bedeckt (G. Müller) und in dem auf dieser Oberfläche lagernden Rotliegenden finden sich glazialgeschliffene Geschiebe.

C. Die Vergletscherung der Alpen.

In einheitlicher Weise ist die Wirkung der Eiszeit auf ein Hochgebirge und ein Vorland in den Alpen durch Penck und seine Mitarbeiter erforscht worden. Wir gehen von der Darstellung des großangelegten Werkes „Die Alpen in der Eiszeit" aus, um die Übersicht der Eiszeitwirkungen in der norddeutschen Ebene anzuschließen. Ein weiterer Vortrag wird dem Problem der Entstehung der Fjorde und der Seen gewidmet werden. Zum Schluß kehren wir mit der Betrachtung der Landschaftsform der Hochgebirge zu dem Ausgangspunkte des Bandes zurück.

Das Vorland der Alpen.

Die spätesten Reste der durch die heutige Erosion und Verwitterung am wenigsten veränderten Ablagerungen der Eiszeit enthält der innere Moränengürtel im Vorlande der Alpen. In der bayrischen Hochebene südlich von München findet sich eine Wallregion von Endmoränen, die nach innen zu in eine Grundmoränenlandschaft übergehen. Die Endmoränen liegen quer zur Bewegungsrichtung des Eisstromes, die Drumlins sind Höhenrücken, die in der Strömungsrichtung des Eises verlaufen. Die Mitte der Drumlinlandschaft bildet das Zungenbecken, d. h. der noch existierende oder vertorfte und abgeleitete See. Der Erosion durch die Zunge der ehemaligen Gletscher verdanken die Becken der früheren oder noch jetzt erhaltenen Seen ihre Entstehung. Wie Penck zuerst am Starnberger See nachgewiesen hat, ist das Seebecken in eine Nagelfluhlage[2]), die Schotterbildung einer früheren Vereisung eingefurcht. An die Endmoränenwälle

1) Die neuerlich wieder geäußerten Zweifel an dem Dyas-Alter der Schichten der Salt-Range sind von Noetling endgültig widerlegt worden.
2) Nagelfluh ist ein durch kalkiges Bindemittel verhärtetes Konglomerat.

schließen sich nach außen Schotterfelder an, die den nordischen sandr entsprechen und wie diese auf fluvioglazialem Wege gebildet wurden; hier wie dort greifen Moränenablagerungen und Schotter ineinander. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich in ähnlicher Weise am baltischen Höhenrücken, den Ras von Norwegen und in den Kettlemoränen Nordamerikas. Im Gegensatz zu den Drumlins hinterläßt die fluvioglaziale Tätigkeit noch eine weitere Oberflächenform: die aus grobem Schotter bestehenden Asar (Esker) bauen sich aus geschichtetem Kies und Sand auf, verlaufen in der Bewegungsrichtung des Eises und werden allgemein als die Ausfüllungen der durch subglaziale Ströme gebildeten Eis-Tunnel gedeutet. Ihre Höhe beträgt 3—10 m, aber die Breite der Kämme mißt nur einen oder wenige Meter. Die gute Erhaltung der Oberflächenform deutet auf ihre Entstehung während des Abschmelzens der Eismassen hin. Die in Eistunnels abfließenden Schmelzwässer sind nur imstande, feineren Sand und Gletschertrübe fortzuführen, während die zurückbleibenden gröberen Sand- und Geröllmassen die Wälle aufbauen. Asar sind nur in den nordischen, nicht in den weniger ausgedehnten alpinen Schotterflächen beobachtet worden.

Nördlich von der frischen Moränenlandschaft des Alpenvorlandes findet sich die äußere Glazialzone, die durch Abtragung und Verwitterung verwaschen ist. Diese *verwaschene Moränenlandschaft* verknüpft sich in den Alpen ebenfalls mit Schotterfeldern und ist in Norddeutschland nicht mehr durch Moränenwälle gekennzeichnet. Hier finden sich nur erratische Blöcke und Sande. Auf die mannigfachen Phasen der Vergletscherung des Alpenvorlandes wird noch weiter unten bei der Besprechung des Seenphänomens eingegangen werden. Hier sei in aller Kürze die Gliederung wiederholt, welche Penck und Brückner von den verschiedenen Vereisungen des nördlichen Vorlandes und des Innern der Alpen gegeben haben.

D. Interglazialzeiten oder interglaziale Episoden.

Ausgehend von dem Nachweis des Wechsels von reinen Gletscherablagerungen mit fluvioglazialen Sedimenten und Torflagern war man zu der Vorstellung eines mehrfachen Wechsels von völligen Vereisungen und von Interglazialzeiten mit mildem

Klima gelangt. In den Interglazialzeiten sollten die Eismassen bis in die höchsten Gebirge Skandinaviens oder bis zum heutigen Stande der Alpengletscher zurückgewichen sein, um dann immer wieder von neuem vorzubrechen. Von der bescheidenen Annahme zweier Vereisungen ausgehend, gelangte man allmählich zu 3, 4, ja in einigen, den Boden der Tatsachen verlassenden englischen Konstruktionen (Geikie) sogar zu 6 selbständigen Eiszeiten! Die sechs Vereisungen, welche Chamberlin und Salisbury[1]) in Nordamerika unterscheiden, werden von diesen beiden Forschern jedoch nicht mit den englischen „Eiszeiten" in Parallele gestellt. Es handelt sich nach dieser Darstellung vielmehr um Vorstöße, die von einem der drei nördlichen Zentren der Vereisungen ausgehen und sich gegenseitig überdecken können. Die drei Zentren entsprechen den nördlichen Kordilleren, dem nordwestlichen (oder Keewatin-) Gebiet im W der Hudson-Bay und der Halbinsel Labrador. Die Hauptfrage, ob diese drei Ausgangspunkte der Vereisung während einer Interglazialzeit eisfrei wurden, wird von Chamberlin und Salisbury offen gelassen. Es ist den Übertreibungen der Interglazialhypothese gegenüber das hervorragende Verdienst von E. Geinitz, auf eine viel einfachere und naturgemäßere Erklärung der „interglazialen" Profile hingewiesen zu haben. Durch eine objektive Kritik der verschiedenen für die Wiederkehr milden Klimas in Anspruch genommenen norddeutschen Profile wird der Nachweis erbracht, daß die „Interglazialschichten" teils vor-, teils nacheiszeitlich seien oder Oszillationen des Landeises ihr Dasein verdanken. Fast noch bedeutungsvoller ist die von Holst erwiesene Tatsache, daß im Norden, in Skandinavien, Finnland und Nord-Rußland, den Wurzelpunkten des europäischen Landeises, die Vereisung vollkommen einheitlich gewesen ist.

Durchaus überzeugend wirken die auf Studien in Grönland und Skandinavien beruhenden Darlegungen von Holst, nach denen in Schweden nur e i n e Eiszeit nachweisbar ist. Zwar hat der baltische, nach Westen fließende Eisstrom eine andere Richtung besessen als das „südschwedische Landeis", aber die Verschiedenheit beruht lediglich darauf, daß das Ostsee-Becken den schwächeren Eismassen am Ende der Eiszeit die Richtung anwies.

1) Geology III. 2. Aufl.

Zu unterscheiden sind interglaziale und intermoränische Ablagerungen; erstere würden einen einschneidenden Wechsel des Klimas beweisen, letztere beruhen lediglich auf den Oszillationen des Eisrandes, bei denen — wie bei Berlin (Rixdorf) — geschichtete Schmelzwasserabsätze zwischen den Moränen liegen. Die wenig zahlreichen, angeblich interglazialen Ablagerungen Schwedens sind nacheiszeitliche, während kleiner Vorstöße des allgemeinen Rückganges abgelagerte Schichten.

Anders liegen die Verhältnisse in den Alpen, wo, wie eben dargelegt wurde, das nördliche Vorland von vier selbständigen Vereisungen bedeckt worden ist. Es entsteht jedoch die weitere Frage, ob auch das Innere des Hochgebirges in den drei entsprechenden interglazialen Zeiträumen die heutige oder eine der heutigen ähnliche klimatische Beschaffenheit besessen habe. Als besonders beweisend pflegt man das Profil anzuführen, das nördlich von Innsbruck auf der hohen Inntal-Terrasse bei Hötting aufgeschlossen ist. Die nördlich von Innsbruck anstehende Höttinger Breccie[1]) ist eine zwischen zwei alten (d. h. eiszeitlichen) Moränen gelagerte verhärtete Gehängebildung. Die innerhalb der Breccie gefundene Flora trägt einen etwas südlichen Charakter. Auf kälteres Gebirgsklima deutet hingegen eine zwischen der tieferen Moräne und der Breccie aufgeschlossene, also ebenfalls interglaziale Mergellage mit Landschnecken, die entweder alpinen oder nördlichen Charakter tragen.

Der Gegensatz zwischen tier- und pflanzengeographischen Erwägungen löst sich vielleicht, wenn wir die Vegetationsverhältnisse am Rande der tief herabreichenden Gletscher Alaskas ins Auge fassen. Die Gletscherzunge der eiszeitlichen Gletscher war gewiß häufig von der Zwergflora der arktischen und hochgebirgischen Entwicklung umgeben, deren erhaltungsfähigsten Vertreter die Zwergweiden, die Zwergbirke (Betula nana) und Dryas octopetala sind. Aber es ist, wie neuere Untersuchungen in dem Alpengebiet des Elias-Berges in Alaska ergaben, ebenso häufig eine typische Waldvegetation an und sogar auf dem Gletscher-Eise zu beobachten.

1) Das große Werk von A. Penck und E. Brückner über die Alpen im Eiszeitalter enthält eine sehr eingehende Darstellung aller auf das Vorkommen der Höttinger Breccie bezüglichen Beobachtungen.

A. Die Rückzugsstadien der inneren alpinen Vereisung.

(Nach Penck und Brückner.)

					Schneegrenze tiefer als jetzt um:
Alpenvorland eisfrei.	9.	Tribulaunstadium (Frech)			200—250 m
	8.	Daunstadium	Firste nahe der heutigen Schneegrenze tragen Eis, höhere große Gletscher.		300—400 m
		Gletscherrückzug wiederholt unterbrochen			
	7.	Gschnitzstadium	Inntal, Wipptal und Unterzillertal eisfrei.	Talgletscher in Gschnitz, Obernberg, Stubai, Ridnaun, Pfitsch. Fluvioglaziale Schotter von Steinach.	600 m
		Zerfall der Gletschermasse in einzelne Talgletscher			
	6.	Bühlvorstoß	Einheitlicher Gletscher im Längstale des Inn und anderen Haupttälern.		900—1000 m
	5.	Achenseeschwankung	Stausee im Inntal.	Gletscherrückzug bis etwa zur Grenze des Gschnitzstadiums (7).	ca. 700 m

B. Vereisungsstadien der Alpen und ihres Vorlandes.

	Nieder-terrassen	IV.	Würm-Vereisung	Jung-Endmoränen von der Iller bis zum Traun	Ausdehnung überall geringer als die der II. und III. Vereisung	Schneegrenze tiefer als jetzt um: 1300 m
			Rückzug des Eises bis zum Austritt des Inn			
Alpine Vereisungen	Hoch-terrassen	III.	Rißvereisung	Altmoränen verhältnismäßig deutlich. (Iller- und Lechgebiet)	Bald erreicht die II., bald die III. Vereisung eine größere Ausdehnung	1400—1500 m
		II.	Mindel-vereisung	Altmoränen verwaschen. (Salzach-, Krems- und Traungebiet)		1400—1500 m
	Decken-schotter	I.	Günz-vereisung	Spuren nur in Bayrisch-Schwaben an den Deckenschottern angedeutet	Die Ausdehnung entspricht der IV. Vereisung	ca. 1310 m

Die Hauptströme, wie Rhone, Rhein, Isar, Inn entsprechen den Becken der früheren Gletscher. Die Beziehungen dieser Gletscher zu dem Malaspinagletscher in Alaska wurden schon erwähnt.

Serles-Sp. Saile

Abb. 23. Inntalterrasse von Norden. Im Vordergrunde Innsbruck

Abb. 24. Verbreitung der glazialen Schotterterrassen bei und südlich von Innsbruck.

Für die Deutung der zwischen Moränen auftretenden Pflanzen sind besonders die Vorkommen des Malaspinagletschers in Alaska wichtig. Nach einem englischen Reisenden, Seton Karr, sowie nach späteren Beobachtungen Tarrs tragen die Moränen über der Gletscheroberfläche an der Icy-Bay (Mt. Elias) ihrerseits Wälder und Unterholz von großer Dichtigkeit. Der kräftig entwickelte Wald besteht aus Balsamfichten, Kiefern, Erlen, Weiden, Birken und Ahornbäumen, das Unterholz aus Heidelbeergestrüpp; stellenweise ist das Dickicht so undurchdringlich, daß es den Reisenden viele Stunden Arbeit kostete, um eine englische Meile vorwärts zu kommen. Die äußerst langsame Be-

wegung des Gletschers der Icy-Bay erklärt die Möglichkeit, daß der Wald auf dem Eise selbst über der als Isolierschicht wirkenden Moräne fortkommt. (In ganz ähnlicher Weise trägt auch der ständig gefrorene Untergrund Nordsibiriens eine nicht unbeträchtliche Pflanzendecke.) Die Ausdehnung des auf dem Eise wachsenden Waldes betrug nach der Karte nicht weniger als 15—20 englische Quadratmeilen, würde also im vertikalen und horizontalen Sinne durchaus zur Bildung eines interglazialen Lagers von Pflanzenabdrücken (Hötting) oder Torfkohlen hinreichen. Auch die ungeheueren Stirnmoränen des an demselben Gebirge etwas höher liegenden Agassizgletschers sind von Birken, Weiden und Kiefern bedeckt; trotzdem hier der Baumwuchs von dem vorrückenden Gletscher unterpflügt wurde, war der Wald dicht, schwer zu durchschreiten und immerhin noch eine englische Meile breit.

Der Botaniker Drude schließt aus diesen Beobachtungen mit Recht, daß in der Küstenstrecke Alaskas, dessen Jahresisotherme +4 bis +6° C beträgt, dessen Januarmittel auf —8°, dessen Juliwärme auf +14° zu veranschlagen ist, die alpine Region zwischen Wald und Eis so gut wie vollständig verschwindet; d. h. Wälder und Gebüsche treten mit dem Gletschereis in die unmittelbarste Berührung. Deutet doch das Wachstum der Gletscher weniger auf große Kälte als vielmehr auf nasse Winter hin. Ganz übereinstimmende Beobachtungen liegen aus dem antarktischen Süden vor, wo z. B. die subtropischen Baumfarne üppig am Gletschersaume gedeihen.

Die Möglichkeit der Entstehung eines intermoränischen Profiles bei Hötting war ferner durch die bedeutende Steilheit der zum Inn abstürzenden Kalkalpen und die große Höhendifferenz gegeben, welche die Wirkung jeder glazialen Oszillation bedeutend steigern mußte. Für das längere Standhalten feuchtigkeitliebender Gewächse bot aber gerade die nach N geschützte, der Südsonne ausgesetzte Terrasse von Hötting günstige Vorbedingungen. Ähnlich finden sich, wie E. Geinitz überzeugend nachgewiesen hat, die intermoränischen Profile in Norddeutschland nur im Bereich der bedeutenderen Höhenunterschiede, so vor allem an der Elbmündung und am Rande des Warschau-Berliner Haupttales (Rixdorf).

So lange das glaziale Vorland undurchfroren ist, erodiert oder faltet der Gletscher. Sobald aber der Untergrund durchgefroren ist, verhält er sich wie anstehendes Gestein, in welchem intermoränische Profile sich ebenso gut wie Faltungserscheinungen (Trebnitz, Finkenwalde) erhalten können. Ein Durchfrieren des Bodens beim Herannahen einer Vereisung konnte aber in den Alpen besser erfolgen als im Flachlande; die Möglichkeit der Erhaltung in „interglazialer", bzw. postglazialer Zeit war in den Biegungen der Haupttäler und in den Nebentälern der Alpen ebenfalls viel eher gegeben als in den offenen, von den Schmelzwässern überfluteten Gefilden Norddeutschlands.

Für die Deutung des Auftretens von Laubblättern einer wärmeren Flora zwischen zwei Moränen bei Hötting ist der biologische Gesichtspunkt noch wesentlicher als die Berechnung der eiszeitlichen Schneelinie. Wenn sogar in dem nicht allzu feuchten Alpenklima der Gegenwart der Wald an der Gletscherzunge gut fortkommt, dann bedarf es eben nur einer geringen Oszillation, um intermoränische Profile zu schaffen. Das Herabreichen der Gletscher aus den niederschlagsreichen Erhebungen in die wärmeren Regionen der Wälder ist eine hinlänglich bekannte Tatsache. Ebenso bekannt ist die weitere Tatsache, daß die Meereshöhe der Gletscherzunge weniger von der Temperatur als von dem Niederschlagsreichtum abhängt. Es sei nur an die häufig hervorgehobene Beobachtung erinnert, daß die südlichen Himalaya-Gletscher etwa 1200 m tiefer herabsteigen als die nördlichen. Ebenso wie in Wäldern Alaskas sind in dem Fjordgebiete Südpatagoniens bemerkenswerte Gegensätze festzustellen: Am Fuße der Kordilleren reichen mächtige Gletscher bis zu einer Urwaldzone von „fast subtropischem" Charakter herab.

Gegenüber diesem Nebeneinander von „fast subtropischen Pflanzen" und Gletscherenden enthält die Flora der Höttinger Breccie nach R. v. Wettstein unter 38 lebend bekannten Arten:

29 Arten = 70,7 % in gleicher oder ähnlicher Form in der nächsten Umgebung der Fundstelle,
6 leben noch in Nordtirol, aber in tieferem Niveau,
6 fehlen in Nordtirol; dazu ist
a) Rhamnus höttingensis neu, aber mit den lebenden Arten der Kanarischen Inseln verwandt aber nicht ident,

b) Rhododendron ponticum und c) Buxus sempervirens sind südliche, aber nur gegen Trockenheit, nicht gegen Kälte empfindliche Formen.

Auf ein postglaziales Alter der Höttinger Flora (während welcher Zeit im Norden wie in der Mitte Europas durchweg ein wärmeres Klima herrschte) weist besonders das Votum der Botaniker hin. Nach Wettstein ist es sehr unwahrscheinlich, daß alle Höttinger Arten die Eiszeiten in weiter Ferne vom heutigen und präglazialen Standorte überdauert hätten und wieder nach Ablauf der letzten Eiszeit zurückgekehrt seien; diese Beziehungen wären kaum möglich, „wenn seit Ablagerung der Breccie eine oder mehrere Eiszeiten vorübergegangen wären". Hiernach meint Wettstein, „daß die Ablagerung entweder überhaupt postglazial ist oder interglazial sein kann, wenn die darauf folgende Eiszeit keine auch nur annähernd so weit gehende klimatische Änderung und Vergletscherung wie die erste Eiszeit bewirkte".

Auch nach den Angaben Kerners ist nur ein Zweifel über post- und präglaziales Alter der Höttinger Pflanzen möglich, ein „interglaziales" Alter aber mit dem botanischen Befunde überhaupt nicht vereinbar. Über die Deutung der Pflanzen hat aber der Botaniker oder mit anderen Worten die paläontologische und biologische Untersuchungsmethode zu entscheiden.

Vor allem entspricht die Flora der Höttinger Breccie bei Innsbruck einem typisch ozeanischen Klima und nicht wie man annahm, einem warmen oder gar einem trocken-warmen. Die Pflanzen, welche auf ein warmes Klima hindeuten sollten, lassen sich heute mit aller Entschiedenheit als solche Arten bezeichnen, die ein sehr feuchtes Klima verlangen, welchem zudem große Gegensätze fehlen. Es sind also nicht wärmeliebende, sondern ozeanische Arten. Zu diesem übereinstimmenden Schlusse sind zu gleicher Zeit und unabhängig voneinander Handel-Mazetti (1909) und Brockmann-Jerosch (1909) gelangt.

Besonders hervorzuheben ist jedoch die Unabhängigkeit des Rhododendron ponticum von der Höhenlage und der Schneebedeckung. Frech beobachtete die Pflanze von wenigen hundert Metern Meereshöhe bis 1400 m und zwar an allen feuchten Stellen und konnte besonders feststellen, daß der strenge und schneereiche Winter 1908/09 ihrem Gedeihen keinerlei Nachteil

gebracht hatte. Unter den bis Mitte Mai 1909 dauernden, ursprünglich viele Meter mächtigen Schneewehen und Lawinen tauten die Alpenrosen frisch und gesund hervor. Damit steht weiter im Einklang, daß die Rhododendren in unserem Klima nicht der winterlichen Kälte, sondern nur der Trockenheit der schlechten Jahreszeit erliegen. Die Erfahrungstatsachen der Biologie lehren also, daß Rhododendron ponticum mit Unrecht als Pflanze eines warmen Klimas gilt. Es liegt somit nahe, das Interglazialprofil von Hötting nicht durch einen jähen Temperaturumschwung einer Interglazialzeit als vielmehr dadurch zu erklären, daß die alpine, d. h. die waldlose Zone im Innern des Gebirges beim Herannahen oder Schwinden der Eiszeit verschwand. Gletscher und Baumwuchs traten in unmittelbare Berührung und bei einer Schwankung des Gletscherstandes wurde die pflanzenführende Schicht von Hötting zwischen zwei Moränen eingeschlossen.

E. Die Eiszeit in Norddeutschland.

In den Alpen fehlt also jeder Beweis dafür, daß jemals inmitten der Eiszeit die heutigen klimatischen Verhältnisse wiederhergestellt wurden. Für das Gebiet von Finnland und Skandinavien ist die andauernde Eisbedeckung während des Quartärs sicher; in England haben örtliche Senkungen des Landes, wie es scheint, eine Unterbrechung der Eisherrschaft bedingt. Die „Interglazialschichten" Englands sind z. T. durch ein lokales Vordringen des Meeres gebildet und ebenfalls nicht beweisend für einen Wechsel des Klimas. Abgesehen hiervon werden viele der quartären fossilführenden Vorkommen im südlichen und mittleren England von Lamplugh[1]) als nacheiszeitlich gedeutet und das Fehlen irgendwelcher überlagernden Moränen wird darauf zurückgeführt, daß die späteren Vereisungen nicht so weit südwärts gereicht hätten. Die Fluß- und Seenablagerungen stellen demnach nacheiszeitliche Ablagerungen dar. Auf Grund langjähriger Aufnahmen in verschiedenen Gebieten von Großbritannien ist

1) Postglaziale Klimaveränderungen; England, S. 52.

Lamplugh zu der Überzeugung gelangt, daß keinerlei Beweis für verschiedene selbständige Vereisungen und warme Interglazialzeiten zu erbringen ist, daß vielmehr die Haupteisströme während der ganzen Eiszeit bestanden haben; nur ihre Ränder unterlagen mannigfachem Wechsel. Die Eiszeit dauerte außerordentlich lange und insbesondere hat die durch Stillstände und lokale Vorstöße unterbrochene Abschmelzperiode einen ungemein langen Zeitraum umfaßt. Infolgedessen waren ausgedehnte Teile von England, die während des Höhepunktes der Eiszeit unter dem Landeis begraben lagen, später der Verwitterung ausgesetzt, während benachbarte Distrikte noch vom Eise bedeckt waren. Als besonders bezeichnend sieht Lamplugh die Bändertone an, die während der Schwankungen des Eisrandes verschiedentlich abgelagert wurden. Sie bilden gewöhnlich nicht die letzten Ablagerungen der Eiszeit, sondern wechseln und zwar meist zu wiederholten Malen mit Geschiebemergel. Die Bändertone deuten auf Seen hin, zu welchen der Eisrand die natürlichen Abflüsse des Landes vorübergehend aufgestaut hat (und wiederholen sich ähnlich am Südrande der deutschen Vereisung). Im Höhepunkt der Vereisung reichte das Landeis bis zum Themsetal. Die klimatischen Verhältnisse dürften damals denjenigen von Alaska entsprochen haben. Das Klima war außerordentlich feucht, aber nicht sehr kalt, und der enorme winterliche Schneefall wurde während des Sommers durch Abschmelzen nicht entfernt. Nur dort, wo der Schnee auf eisfreiem Lande niederfiel, konnte ein vollkommenes Abschmelzen während des Sommers erfolgen und verursachte dann — ganz entsprechend der Pluvialzeit südlicherer Gegenden — gewaltige Hochwässer in den Flüssen. Unter diesen Umständen vermochte das Land auch in unmittelbarer Nähe der Eiszungen eine kräftige Tier- und Pflanzenwelt zu ernähren, ganz ähnlich wie das in den klimatisch viel ungünstigeren Distrikten von Nordgrönland beobachtet worden ist.

Für Nordamerika ist das Abschmelzen des Eises inmitten der drei nördlichen Vereisungsmittelpunkte durchaus unsicher. Unter Zugrundelegung der Einheitlichkeit der nordischen Vereisung wird man für Norddeutschland E. Geinitz beipflichten können, dessen Ansichten in der folgenden Tabelle zusammengefaßt sind. Hier-

nach entspricht die „erste Eiszeit“ dem Vordringen des nordischen Eises, welches das Ostseebecken ausfüllte, bis Pommern vordrang und hier eine Zeitlang stehen blieb. Die große oder „Haupteiszeit“ ist der Höhepunkt der Ausdehnung des Landeises, das bis an die Rheinmündung und bis an den Rand der Mittelgebirge vorrückte, ja zuweilen mit aufwärts fließenden Eiszungen in ihr Inneres vordrang, so in den Hirschberger Kessel und über Waldenburg nach Landeshut und über Grüssau hinaus.

Der Rückgang war wie das Vorrücken von Ruhepausen und gelegentlichen oszillatorischen Vorstößen unterbrochen. Die dritte „Eiszeit“ Nordeuropas (s. die Tabelle S. 68), die niemals in ihrer Ausdehnung einwandfrei umgrenzt worden ist, entspricht einem solchen längeren, im nördlichen Teile der norddeutschen Ebene auf dem baltischen Höhenrücken gemachten Halt. Wenn für den Norden die Einheitlichkeit des quartären kalten Klimas erwiesen ist, verliert auch die Frage, ob die Alpen eine drei-, vier- oder fünfmalige Eisbedeckung erfahren haben, viel an ihrer grundsätzlichen Bedeutung, während die Beobachtung der Rückzugsstadien der Gletscher im Innern der Alpentäler an Wichtigkeit gewinnt. Während einer der Interglazialzeiten ist die Herstellung des heutigen Gletscherstandes für das Innere der Alpen ebensowenig mit Sicherheit erwiesen wie für den skandinavischen Norden. Die folgenden Tabellen stellen die hauptsächlichen Bodenarten nach der Art ihrer Entstehung (B) und sodann die Entwicklung der eiszeitlichen Ablagerungen zusammen (A) (siehe S. 68, 69, 70).

Die Entwicklung des Landeises ist in der geologischen Gegenwart stark reduziert, während es in der jüngst verflossenen Eiszeitperiode im Verein mit dem Malaspinatypus weitere Verbreitung besaß. Für die Bildung unserer heutigen Ackerböden war die zermalmende und aufhäufende Tätigkeit dieser Landeismassen von außerordentlicher Bedeutung. Vergleicht man unsere Diluvialböden mit den tertiären Braunkohlentonen, so ergibt sich, daß in den letzteren chemische Zersetzung die Alkalien, die Phosphorsäure und sogar die Kalke ausgelaugt und fortgeführt hat, während in den rein mechanisch aufgelösten Quartärböden diese für den Feldbau wichtigen Stoffe erhalten blieben. Den ertragreichsten Boden bildet — sobald er energische Be-

A. Einheitliche Entwicklung der Eiszeit südlich der Ostsee.

Nach E. Geinitz.

1. Nachtertiäre Aufwölbung der skandinavischen Urgebirgsplatte. Landverbindung von Deutschland und Skandinavien, von Belgien und England. Allmähliches Vorrücken der Gletscher. Baltischer und norwegischer Eisstrom vereinigen sich zu einem südwärts vordringenden Landeis.

2. Im Atlantischen Ozean kalbende Gletscher und Packeis, z. T. Transgression der Nordseeküste, Meeresbuchten im Elb- und Weichseltal.

3. Das über das Ostseebecken vorrückende Haupteis erreicht Deutschland. Oszillationen des Gletscherrandes und Schmelzwässer bedingen den Wechsel von geschichteten Sanden und Moränen (sogenannte I. Interglazialzeit).

8b. Alluvium: Klimaschwankungen in Torfmooren, heutiges Klima, heutige geographische Verhältnisse.

8a. Niveauschwankungen hören — abgesehen von der nördlichen Ostsee — auf. Rezente Senkung der Nordseeküste.

7b. Niveauschwankungen des Landes werden wahrscheinlich durch Wegfall des Eisdruckes bedingt: Spätglaziales Yoldia-Meer, darauf süßer Ancylus-See (Land zwischen Schonen und Deutschland) und endlich erneute Senkung: Litorina-Meer (Nordseefauna in der Ostsee).

7a. Dem letzten Glazialstadium entspricht die Befreiung der Ostsee und der Rückzug des Eises nach Skandinavien.

6. Der weitere Eisrückzug bildet die Endmoränenwelle des baltischen Höhenzuges, die einzelnen Rückzugsstadien entsprechen und die Aufstauung von Seen veranlassen. Hierauf die endmoränenarme Phase der pommerschen Urstromtäler. Im Glazialgebiet: Schichtenstauchung, Drumlins, Åsar. Außerhalb: Sande, Urstromtäler, Talsand.

5c. Gelegentliche, unter Umständen auch länger dauernde Eisvorstöße beschütten die sub 5b genannten Sande (Klinge), Kiese (Rixdorf) oder Torfe (Klinge) mit feinem Sand (Lauenburg), Geschiebesand (Klinge) oder auch mit gelben Grundmoränen (Rix-

4. Das vorrückende Eis erreicht seine größte Ausdehnung: Holland (Rheinmündung), Nordrand der deutschen Mittelgebirge im gelegentlichen Eindringen in diese (Hirschberg, Landeshut, Grüssau, Glatz), Nordrand der Karpathen, Mittelrußland.
   Kurzer Stillstand (mit verwaschenen Endmoränen im Erzgebirge, am Harz, im westlichen Holland).

dorf). Daher das sogenannte Interglazialprofil.[1])

5b. In den eisbefreiten Gegenden fluvioglaziale Sande (sandr) mit Tonlagen, Kalkflözchen und Torfmooren. Am mitteldeutschen Gebirgsrand Beginn der Lößbildung.

5a. In der folgenden sehr lange währenden Abschmelzungsperiode wird der Rand des Eises nach N zurückverlegt und mit ihm wandert die arktische Flora. Klima milder als jetzt. Dem weichenden Eisrande wandern Mensch und Tiere (besonders Mammut und Rhinozeros) nordwärts nach.

——→
Dann Rückzug.

arbeitung erfahren hat — der Geschiebemergel (ihn übertrifft nur in den großen postglazialen Flußtälern der Aulehm und in Hügel- und Berggegenden der Löß. Vgl. ANuG Bd. 211).

Zu den fluvioglazialen Bildungen gehört der Ton, und zwar in Ausbildung als Bänderton, der eine Ablagerung der feinen in den Schmelzwässern schwebenden Bestandteile der sogenannten Gletschertrübe darstellt. Eine vornehmlich durch Moose gebildete, im Gebiete ehemaliger Gletscher häufige Ablagerung ist der Torf, eine Bildung, die meist das Verschwinden der Seen bedingt. (Vgl. ANuG Bd. 211.)

Im Geschiebemergel und in den Endmoränenzügen finden sich die z. T. bedeutende Größe erreichenden erratischen Blöcke. Der bekannteste dieser Steine, der Markgrafenstein, lag in den Rauen-

1) Auch Anhänger der Interglazialzeit heben z. B. hervor, daß „Pommern während der ersten Interglazialzeit vielleicht nicht völlig oder nur auf kurze Zeit eisfrei wurde". (Deecke, Geologie in Pommern, S. 184. Anm. S. 201 ist von der in Pommern wesentlich abgekürzten Dauer der Interglazialphasen die Rede.) Das besagt, das zwischen der oben vertretenen Auffassung größerer Oszillationen und der Annahme einer I. Interglazialzeit nur eine Verschiedenheit des Ausdruckes besteht.

schen Bergen in der Mark und lieferte das Material der roten Granitschale vor dem Alten Museum in Berlin.

In Pommern ist der stattlichste Findling der granitreiche Glimmergneißblock von Gr.-Tychow bei Belgard; er besitzt 13 bis 14 m Durchmesser, etwa 6 m Höhe und 600 cbm Inhalt (N. Keilhack); ein anderer Block von Jasmund auf Rügen lieferte 550 cbm Schotter. Im Süden der Ebene nimmt mit der Mächtigkeit der Eisdecke auch die Größe der Steine ab.

Tabelle B.

Die wichtigeren **Bodenarten** des norddeutschen Quartärs sind:

I. **Absätze des Gletschers:**
   a) **Grundmoränen:** Ungeschichtetes, vorwiegend sandigtoniges, kalkreiches Gestein mit zahlreichen vorgelagerten eckigen oder kantengerundeten Gesteinsbrocken und Blöcken. Geschiebemergel[1]; Lokalmoränen, d. h. mit norddeutschen Gesteinen vermischte Moränen.
   b) Blockpackung der **Endmoränen**, die im Norden Deutschlands mit steilen Höhen endigen und Seen aufstauen. (Abb. 25.)

II. **Fluvioglaziale Absätze der Gletscherschmelzwässer** bilden durch Auswaschung des Geschiebemergels: 1. **Sand** (Spatsand, d. h. Sand mit Feldspat). 2. **Kies**, z. T. mit groben Geröllen. 3. **Feinsand.** 4. **Bänderton** (Glindower Ton). 5. **Tonmergel** und 6. **Staubsand** stellt die in Gletschertümpeln schichtenweise abgesetzte Gletschertrübe dar.

III. **Organischen Ursprungs** ist der Torf sowie der in Süßwasser abgelagerte Diatomeenmergel, die Seekreide und der Süßwasserkalk.

F. Die klimatische Einheitlichkeit der Eiszeit.

Die Annahme der Einheitlichkeit der quartären Eiszeit ermöglicht eine Erklärung dieses eigenartigen Vorganges: Solange man an der Anschauung einer Mehrzahl von klimatisch selbständigen Eiszeiten festhielt, war jede auch nur halbwegs ein-

1) In den tiefen Lagern vorwiegend graublau, oben infolge der Verwandlung des Eisens in Oxydhydrat braun oder gelb gefärbt.

Abb. 25. Übersichtskarte der norddeutschen Endmoränenzüge.

leuchtende physikalisch-meteorologische Erklärung der Kälteperioden ausgeschlossen, um so mehr, als von Harmer der Nachweis erbracht wurde, daß aus meteorologischen Gründen der Höhepunkt der Vereisung in Nordamerika und Nordeuropa nicht zusammenfallen kann.

Als notwendige Folge der Darlegungen Harmers ergäbe sich also die Verdoppelung der Eiszeiten. Die drei, vier, fünf oder sechs „Eiszeiten" in Nordeuropa wechseln mit ebenso viel „Eiszeiten" in Nordamerika ab. Mit anderen Worten ist das Ergebnis der einwandfreien meteorologischen Darlegungen Harmers das folgende: Der Höhepunkt der Vereisung konnte in den östlichen und westlichen Hauptlandmassen der Nordhalbkugel nicht zusammenfallen, und tatsächlich sind beide — wie jede Karte der Verbreitung der Landmassen zeigt — durch die riesige eisfreie Fläche Nordasiens getrennt. Wenn jedem Höhepunkt einer Vereisung in Nordeuropa ein Rückgang in Nordamerika entsprach, so verdoppelt sich entweder die Zahl der Eiszeiten von drei (Norddeutschland) auf sechs, von vier (Alpen nach A. Penck) auf acht, von fünf (Tien-Schan nach Huntingdon) auf zehn oder von sechs (England nach Geikie) gar auf zwölf Eiszeiten! Durch diese Häufigkeit der Eiszeiten wird aber nicht nur der Begriff Eiszeit und Interglazialzeit als unmöglich erwiesen, sondern auch der Nachweis der Einheitlichkeit erbracht. Wenn der Eiszeit I in Europa die Interglazialzeit 1 in Nordamerika, der Eiszeit II in Nordamerika die Interglazialperiode 1 in Europa usw. entsprach, so waren eben mit anderen Worten die Kälte und der Niederschlagsreichtum im wesentlichen beständig.

Der Ausgangspunkt einer von Geinitz gegebenen Erklärung ist wie bei der Harmerschen das Vorherrschen nördlicher Winde in Europa, aus der dann die ungleichmäßige Verteilung der Eismasse der Nordhalbkugel gefolgert wird. Kümmell und Geinitz erklären die Entstehung der europäischen Landeismassen aus der gänzlichen Verschiedenheit der Verteilung zu Festland und Meer. Harmer nimmt die Anhäufung von Eis als gegeben an und zieht daraus Folgerungen über die Verteilung des Luftdruckes während der Vereisung. Beide Theorien, die sich gegenseitig nicht ausschließen, haben also die völlige Unvereinbarkeit mit der Hypothese der Interglazialzeiten miteinander gemein.

Andererseits können die 35jährigen Schwankungen des jetzigen Klimas unmöglich mit den klimatischen Umwälzungen der geologischen Vorzeit zusammenhängen, da letztere ungleich gewaltigere Zeiträume beanspruchen und somit auf abweichenden Ursachen beruhen.

Eindeutige Beweise gegen die Hypothese der Interglazialzeiten lassen sich besonders aus den Tatsachen der Paläontologie und Biologie ableiten. Für die Einheitlichkeit des eiszeitlichen Phänomens sind vor allem die Wanderungen und die Abänderungen der Tierwelt beweisend. Die Lehre von den zahlreichen Interglazialzeiten konnte nur entstehen, indem man diesen für die ganze geologische Erdgeschichte maßgebenden Gesichtspunkt in die zweite Linie rückte. Für die Interglazialzeiten wird vor allem der Wechsel moränischer und nichtmoränischer Ablagerungen und die Veränderung derselben angeführt. Die rasche Verfestigung der kalkreichen Schotter, die Umwandlung der Pflanzen in Torf, die Aufschüttung von Löß — das alles sind Dinge, die noch heute vor unseren Augen vor sich gehen, ohne daß man für jede derartige Episode eine „Periode" zu konstruieren braucht.

Der Beweis für einen einheitlichen Klimawechsel ist die Ablösung der warmgemäßigten europäischen Fauna mit Elephas antiquus, Hippopotamus, Leopard und der gestreiften Hyäne durch die arktische Tierwelt, das Renntier, den Schafochsen, den wollhaarigen Elefanten und Nashörnern mit Wärmeschutz.

Die Wiederherstellung einer einheitlichen Eiszeit läßt uns endlich auch die Entwicklung der gleichzeitigen Tierwelt verständlich und mit den sonst beobachteten geologischen Erscheinungen übereinstimmend erscheinen. Während in älteren geologischen Perioden (s. ANuG Bd. 211) der Klimawechsel als eine der wichtigsten — wenn nicht als die wichtigste — Triebkraft für die Entwicklung der organischen Welt nachgewiesen ist, bedingt er in den zahlreichen „Interglazialzeiten" Europas keineswegs die Entwicklung selbständiger Tierspezies. Wir begegnen ausschließlich den erlöschenden Formen der voreiszeitlichen Stufe der Riesenelefanten (Elephas antiquus), oder den Tieren der kälteliebenden Mammutfauna, die in Asien und Nordeuropa die Vereisung überdauert haben.

Wäre die Quartärperiode durch eine mehrfache Wiederkehr

eines vollkommen warmen Klimas gekennzeichnet, so müßten diese gründlichen klimatischen Revolutionen auch in der Tier- und Pflanzenwelt der nicht vergletscherten Gebiete irgendwelche Eindrücke hinterlassen. Das heißt, es müßte sich an die während der ungünstigen Klimaperiode eintretende Vernichtung die erneute Formen- und Artbildung der günstigen Folgezeit anschließen oder mit anderen Worten: das Quartär der unvereisten Gegenden müßte eine mehrfache Folge verschiedener Faunen aufweisen. Nichts von alledem ist der Fall. Wie Frech an der Hand der eingehenden Vergleichung der quartären Säugetierfauna nachgewiesen hat, ist in den unvergletscherten Teilen, z. B. von Frankreich und Italien, die paläontologische Entwicklung nur durch eine einmalige Kälteperiode zu erklären: Die wenigen Überreste der wärmeren Tertiärzeit sind ein dem lebenden Flußpferd sehr nahe verwandtes Hippopotamus, je ein ausgestorbener Elefant und ein Nashorn (Elephas antiquus und Rhinoceros Merckii), ferner die Streifenhyäne, der Leopard, der Serwal, der Hyänenhund (Lycaon), der Löwe und das Stachelschwein; alle sterben in Südfrankreich und in Südengland am Beginn der Quartärzeit aus[1]); die ostasiatischen Kältetiere, voran Mammut, Wollnashorn, Moschusochse, Ren, Bison und die Alpenbewohner (Steinbock, Gemse, Murmeltier u. a.) dringen südwärts vor und weichen nach Schluß der Quartärzeit wieder nach Norden und in die Hochgebirge zurück. Für die Annahme periodischer durch Klimaschwankung bedingter Vergletscherungen gewährt diese einfache Entwicklung keinerlei Unterlage. Nur wenn eine Wechsellagerung der warmgemäßigten und der nordischen Fauna nachgewiesen wäre, könnte von einem Wechsel der Eiszeiten mit Interglazialperioden die Rede sein.

Auch eine andere Gedankenreihe führt zu demselben Schluß: Große Raubtiere besitzen dort, wo sie genügende Nahrung finden, eine sehr weitgehende Anpassungsfähigkeit an Wärmeschwankungen. Das Gleiche gilt für die Affen der vorwiegend wärmeren Zone: Macacus tscheliensis M. Edw. aus Nordchina steht der indischen Makaken-Art M. rhesus sehr nahe, aber ein zukünf-

1) Höhlenbär, Riesenhirsch, Urstier und Elasmotherium waren ursprüngliche Bewohner Europas.

tiger Paläontologe, der aus dem Vorkommen dieser nordchinesischen Affen auf ein Tropenklima der nordasiatischen Gebirge schließt, würde einen schweren Fehler begehen. Auch die meisten tropischen und subtropischen Pflanzenfresser besitzen — hinlängliche Nahrung vorausgesetzt — eine große Verbreitungsfähigkeit.

Nur die arktischen und Gebirgsformen vermögen sich viel weniger leicht höheren Wärmegraden anzupassen. Dagegen hängt die Verbreitung der in wärmeren Zonen heimischen Säugetiere ganz allgemein mehr von der Nahrung, d. h. mehr von der Niederschlagsmenge als von der Wärme ab. Da die Raubtiere den Pflanzenfressern folgen, erscheint somit der Faktor der Niederschlagsmenge und Niederschlagsverteilung als ausschlaggebend. Dagegen deutet das Vorkommen arktischer Typen in den sog. Interglazialschichten — Mammut, Wollnashorn, Bison priscus, das arktische Renntier mit großem Geweih — auf einheitliches kaltes Klima hin. Denn nach der Eiszeit, d. h. bei dem Eintritt wärmeren Klimas erlöschen gerade diese Kälteformen am schnellsten. Sie sind also der Wärme gegenüber weniger widerstandsfähig als die Tiere des gemäßigten Klimas im umgekehrten Falle. Das Aussterben des aus Ost-Sibirien eingewanderten kälteliebenden Mammuts und des Nashornes wird also in Europa vor allem durch eine über das gegenwärtige Klima hinausgehende nacheiszeitliche Wärmesteigerung bedingt.

An dem Mammut läßt sich kurz vor dem Aussterben vor allem eine Verminderung der Größe beobachten. Die zahlreichen Mammutfunde, die in Schlesien in den älteren Sanden des Odertales gemacht wurden, sind kleiner als die Exemplare der eiszeitlichen Kiese von Rixdorf bei Berlin. Auch die Rhinozeros-Reste aus dem nacheiszeitlichen Löß gehören zu kleineren Exemplaren.

Von besonderer Bedeutung für das tiergeographische Problem sind die Beobachtungen, welche Al. Portis über die quartäre Tierwelt Italiens gemacht hat. Hiernach fehlen Moschusochs, Renntier und das wollhaarige Rhinozeros in Italien.

Ferner ist das Fehlen des nordischen Mammuts in Mittel- und Süd-Italien sicher nachgewiesen und von großer Bedeutung. Eine Elefantenart, die z. B. im Westen von Nordamerika längs der Rocky Mountains Wanderungen über die Südgrenze der

Vereinigten Staaten hinaus bis nach Mexiko ausgeführt hat, war also außerstande, die Alpen zu überschreiten. Der Grund kann nur in der vollständigen Vergletscherung des Hochgebirges gesucht werden. Für die Interglazialzeiten, während deren die Alpen angeblich eisfrei wurden, fällt dieses Hindernis der Ausdehnung fort. Trotzdem fehlt die arktische Säugetierwelt (Renntier, Moschusochs, Wollnashorn) in Italien, während arktische Meerestiere bis Sizilien und Rhodos vordrangen. Ebensogut wie die angebliche Wiederbesiedelung des Alpeninnern durch eine warmgemäßigte Pflanzenwelt erfolgen konnte, ebenso hätten auch die beweglichen und widerstandsfähigsten Dickhäuter das Gebirge überschreiten müssen. Die Tatsache, daß eine solche Durchquerung der Alpen gar nicht oder nur ganz ausnahmsweise erfolgte, beweist, daß die arktische Tierwelt nach Süden gedrängt wurde und dort einen dauernd unpassierbaren Eiswall vorfand. Die eisfreien Alpen konnten für die arktische Tierwelt, welche in ihren Hauptvertretern die Karpathen überschritt, die nordchinesischen Gebirge, den Altai und die Rocky Mountains bevölkerte, kein Hindernis sein.

Die in Pommern gemachten Beobachtungen Deeckes[1]) führen zu dem gleichen Schlusse: Nur in dem Sande der „zweiten Glazialzeit" sind als große Seltenheit ganz vereinzelte Reste von Rhinozeros und Renntieren sowie 12 abgerollte Mammutzähne gefunden worden. Während also bei Berlin noch eine reiche Tierwelt lebte, war Pommern nur für kurze Zeit eisfrei oder mit anderen Worten: Der Eisrand wich kaum bis in die Ostsee, jedenfalls aber nicht bis Skandinavien zurück, das unter dem Eise vergraben blieb.

Ähnlich wie mit den Landsäugern steht es mit der Entwicklung der Pflanzen und Meerestiere zur Eiszeit: Die bekannten nordischen Konchylien, welche an verschiedenen Punkten an den Küsten des heutigen Mittelmeeres auftreten, finden sich überall, wo die Lagerungsverhältnisse näher erforscht sind, nur in einer einzigen Schicht — so bei Palermo. Eine Wechsellagerung der mediterranen und nordischen Meerestiere ist ebensowenig beobachtet worden wie bei der Säugetierfauna des festen Landes.

1) Geologie Pommerns S. 201.

G. Das Klima Nordeuropas in der Nacheiszeit.

Die nacheiszeitliche Geschichte des Ostseebeckens wird von örtlichen Gebirgsbewegungen und gleichzeitigen Klimaschwankungen beherrscht.

Versucht man die Bewegung von Land und Meer im Ostseebecken mit den verschiedentlich entgegenstehenden[1]) Anschauungen schwedischer Botaniker zu kombinieren, so ergibt sich folgendes Bild:

1. Arktische oder Yoldiazeit-Dryaszeit.

Die Ostsee steht mit dem Weißen Meer in Verbindung und enthält arktische Mollusken (Yoldia). Arktische Strauchvegetation mit Dryas und Zwergweiden herrscht vor. De Geers Untersuchungen über das Rückschreiten des Eises deuten auf hohe Sommertemperaturen. Nur im äußersten Süden war das Klima dem des heutigen Südgrönland ungefähr gleich.

2. Die Ancyluszeit.

Die Ostsee ist ein ausgesüßtes Binnenmeer.

a) Die subarktische Periode. Das Klima ist wenig bekannt, wahrscheinlich aber recht gemäßigt. Wichtig sind die auf wärmeres (und trockenes) Klima hinweisenden Pflanzenfunde auf Gotland (Zitterpappel, Birke).

b) Die boreale Periode. Am Beginn erscheint die Kiefer; dann herrscht kontinentales Klima, das wärmer war als das gegenwärtige: Esche (Fraxinus excelsior).

3. Die Litorinazeit.

Die Ostsee verbindet sich mit der Nordsee; Einwanderung mariner Mollusken (Litorina).

a) Die atlantische Periode. Die Litorinasenkung brachte ein Klima mit etwa 1 m Niederschlag. Im Maximum derselben

1) G. Andersson, Sernander. Die ersten grundlegenden Untersuchungen rühren von A. Blytt her.

besteht die nacheiszeitliche höchste Wärmesteigerung mit Haselnuß und Eiche als herrschendem Baum.

Insulares Klima mit günstigeren, sicherlich auch wärmeren Vegetationsperioden als in der Gegenwart. Die Grenzen der Haselnuß- und Waldbäume höher als heute = Kjökkenmöddinger-Zeit = Dolmen-Zeit. Kontinuierlicher Übergang in die folgende Periode.

b) Die subboreale Periode. Kontinentales Klima mit sehr warmen Sommern, etwa wie in der Eichenregion Rußlands. Zahlreiche Seen in der Vegetationsperiode ohne Abfluß. Kiefer, Hasel, Stipa und Wassernuß (Trapa) erreichen in der postglazialen Zeit ihre höchsten horizontalen und vertikalen Grenzen. — Zeit der Ganggräber — Bronzezeit (d. h. etwa 2500—500 v. Chr.).

c) Die subatlantische Periode. Mit Beginn der Eisenzeit erfolgt ein jäher Umschlag des Klimas; die postglaziale Klimaverschlechterung. Das Klima ist anfangs nicht nur feuchter, sondern auch rauher und kälter als heute. Die Seen steigen wieder bis auf ihre alten Paßpunkte. Die Neubildung und Vergrößerung von Sümpfen und Mooren ist ohne Seitenstück in der Nacheiszeit. — Nach der großen Klimaverschlechterung erfolgt ein allmählicher Übergang in heutige Verhältnisse.

In der Nacheiszeit findet sich in Norddeutschland ebenso wie in Skandinavien eine Trockenperiode zwischen der kalten Dryaszeit und der gemäßigten Birkenperiode.

Die Dryasablagerungen finden sich nur in Schleswig-Holstein, Lübeck, Lauenburg und Mecklenburg und reichen südwärts nicht über den Gürtel der Hauptmoränen der letzten Vergletscherung hinaus. In den südlicher gelegenen Teilen Nordwestdeutschlands herrschte damals eine Steppenperiode mit starker Dünenbildung.

Als klimatische Merkzeichen kommen bei der Untersuchung der Moore nach J. Stoller nicht die Moorpflanzen, sondern die Pflanzen des festen Landes und namentlich die Baumgewächse auf dem Moore und an seinem Rande in Betracht. Die ältesten Schichten führen reichlich Pollen und Holzreste der Birke (Betula alba) und Kiefer (Pinus silvestris), so daß im nordwestlichen Deutschland auf die Dryasperiode ohne Einschaltung der Zitterpappel eine Birken-Kieferzeit folgte. Birke und Kiefer

blieben die einzigen Waldbildner im älteren Sphagnetumtorf bis dicht unter den Horizont des Grenztorfes. Die alten Flachmoore zeigen auch nur Reste der Birke und z. T. der Kiefer. Dazu gesellen sich Zitterpappel und Weide (Salix caprea). Von torfbildenden Sumpfpflanzen treten Phragmites communis und Menyanthes trifoliata sehr früh auf. Unter den Wasserpflanzen nehmen die Potameen rasch an Artenzahl zu, ebenso gewinnen die gelbe und weiße Seerose (Nuphar luteum und Nymphaea alba) bald an räumlicher Ausdehnung. In der Nähe des Grenztorfes treten gleichzeitig Haselnuß (Corylus Avellana), Eiche (Quercus pedunculata) und Erle (Alnus glutinosa) auf. Die Eiche wird der herrschende Waldbaum, ohne daß Birke und Kiefer verschwinden. Dieselbe Erscheinung bieten auch die alten Flachmoore.

Die über dem Grenztorf liegenden Schichten bestehen entweder aus Hochmoortorf (dem jüngeren Sphagnetumtorf) oder es treten in den hangenden Schichten der alten Flachmoore Übergangsbildungen vom Flachmoor zum Hochmoortorf auf. Verhältnismäßig früh zeigt sich die Buche (Fagus silvatica), während Eichen und Erlen noch lange die herrschenden Waldbäume waren. Da in den jüngeren Torfschichten die Erle neben der Buche sehr häufig auftritt, ist diese Periode als Erlen-Buchen-Zeit zu bezeichnen.

Die Eichenperiode fällt zusammen mit dem letzten Abschnitte der Ancyluszeit und dem Beginn der Litorinazeit. Im südlichen Teile tritt die Eiche früher auf, wahrscheinlich im Beginn der Ancylus-Periode. Die Birken-Kiefern-Periode Norddeutschlands mit feuchtem, anfänglich kühlem Klima entspricht ungefähr der zweiten Hälfte der Yoldiazeit und der ersten Hälfte der Ancyluszeit; am Schluß der Ancyluszeit dringt die Eiche schon siegreich vor, so daß sie am Ende der Periode der herrschende Waldbaum ist. Die Eichenperiode mit einem warmen und verhältnismäßig trockenen Klima (Zeit der Grenztorfbildung) umfaßt also ungefähr die zweite Hälfte der Ancyluszeit und den Anfang der Litorinazeit. Die Erlen-Buchen-Periode mit feucht-warmem Klima herrschte in Nordwestdeutschland schon zur mittleren Litorinazeit.

Dieser Auffassung entspricht die zusammenhängende Gliederung von P. Menzel:

	Binnenmollusken	Klima	Pflanzen	Ostseemollusken	Großwild
Nacheiszeit	Zone der Dreyssensia polymorpha und Helix pomatia	Gemäßigt (trocken)	Erlen-Buchenzeit	Myazeit	Damhirsch und Reh, Rothirsch nimmt ab
	Zone des Planorbis corneus und der Paludina vivipara	Gemäßigt (etwas feuchter)			Rothirsch daneben Reh
	Zone der Planorbis umbilicatus und der Bythinia tentaculata	Gemäßigt, anfangs warm und trocken (kontinental)	Zeit der Eiche Haselnuß und Linde	Litorinazeit	Vorwiegend Rothirsch, Elch, nimmt ab
	Zone des Planorbis Stroemi	Subarktisch	Zeit der Kiefer und Birke	Ancyluszeit	Vorwiegend Elch
Letzte (III.) Vereisung	Zone der arktischen Konchylien: Spätglaziale Phase	Arktisch (Glazial)	Dryaszeit	Yoldiazeit	Renntier Riesenhirsch stirbt aus
	Glaziale Phase				Renntier

In den Niederlanden[1]) stellt, wie die botanische Untersuchung der ältesten Torfarten (der sog. Torfmudden) nach J. von Baren ergeben hat, die Birken-Kieferperiode die älteste Waldbildung dar. Am Ende dieser Periode, welche verhältnismäßig kürzer dauerte als die folgende, wanderten die Linde, die Hasel, die Erle, später auch die Eiche und andere lichtbedürftige Laubhölzer in die ausgedehnten Kiefernwälder ein; das Klima wurde wärmer; die Eiche wurde mit der Erle die herrschende Waldbildnerin. Als dann das Klima schließlich feucht wurde,

1) Von einer Dryasflora ist aus den Niederlanden bisher noch nichts bekannt geworden.

bildete sich derjenige Teil der niederländischen großen Hochmoore, welcher unterhalb des Grenztorfes liegt. Gegen das Ende dieses Zeitabschnittes wanderte aber die Fichte ein: ihre Spuren findet man vereinzelt in den obersten Schichten des älteren Bleichmoostorfes, reichlich aber in dem Wollgrastorfe[1]).

Das merkwürdige Verhalten eines für ein feuchtes Klima so außerordentlich empfindlichen Baumes, wie die Fichte, deutet auf ein bestimmt kontinentales Klima, während dessen die Hochmoore (Sphagneta) verkümmerten und verdorrten, um schließlich vollständig zugrunde zu gehen. An ihrer Stelle bedeckte sich das Moorgelände mit Wollgras, Heidegesträuch und Renntierflechten. Die Fichte verschwand allmählich wieder und die Eiche nahm wieder ihre frühere Stelle ein, die sie als vorherrschende Baumart bis zum Beginn der historischen Epoche behalten hat.

Für die Schweiz weist H. Brockmann den Gedanken an eine trockene (xerotherme) Periode zurück; ihm erscheint somit die Zeit von der maximalen Ausdehnung des Eises bis zur Gegenwart als ein ungestörter Übergang von einem sehr ozeanischen Klima in ein mittleres. Die Klimaänderung steht also nicht im Zeichen der zunehmenden Temperatur, sondern der abnehmenden Feuchtigkeit und zugleich der größeren Temperaturgegensätze. Klima, Vegetation und Fauna des Quartär schließen sich ohne scharfe Grenze an das späte Tertiär mit seinem ozeanischen Klima, seiner reichen Laubwaldvegetation, seinen großen, in feuchten Subtropen beheimateten Tieren an. Erst mit dem Übergang des ozeanischen Klimas am Schlusse der letzten Eiszeit in das heutige mittlere Klima — in ozeanischen Gebieten (Irland) zum Teil erst später — starben die Reste der reicheren tertiären Flora und Fauna aus. Seither sind neue Erwerbungen hinzugekommen: der heute wichtigste Waldbaum des Mittellandes, die Buche, dann die pontischen Arten des Mittellandes und die xerothermen Kolonien der Alpen. Aber es ist daran festzuhalten, daß, was für Westdeutschland gilt, im Osten nicht zuzutreffen braucht: Man denke nur an die geringfügige Vergletscherung der schle-

1) Ungefähr dasselbe fand Weber auch bei der Untersuchung des großen Gifhorner Moores, unweit Zelle in Hannover: Ein Beitrag z. Frage n. d. Endemismus d. Föhre u. Fichte in Nordwestdeutschland (Abh. d. Naturw. Ver. z. Bremen, XIV, 1897).

sischen Gebirge und die bedeutende Eisbedeckung im Schwarzwald und Wasgau.

Gunnar Andersson meint, daß die Gletscher der Eiszeit am Südende des italienischen Seengebietes von Wald umgeben waren, möglicherweise in der nächsten Nähe nur von Birken, die sicher in geringer Entfernung reichlich mit Kiefern vermischt waren. Dieser Wald folgte dem schmelzenden Eise bei seinem Rückzug nach Norden. Aus den Torfmooren Norditaliens ist G. Andersson kein Fund bekannt, der für eine wärmere spätquartäre Periode mit Sicherheit spricht, aber auch keine Tatsache, die dagegen spricht.

Dagegen fügen sich die in Schlesien gemachten Beobachtungen in die für Schweden und Oberungarn gesicherte, für die Ostalpen wahrscheinliche Annahme einer wärmeren nacheiszeitlichen Phase ein. Zuerst erschien in Mittelschlesien die Zwergbirke, gleichzeitig oder doch nur sehr kurze Zeit nach ihr die Kiefer[1]. Die größte Verbreitung der Kiefer scheint in den Anfang der wärmeren Periode zu fallen.

Bei der weiteren Zunahme der Temperatur wurde die Kiefer allmählich durch die Eiche verdrängt, die zuerst mit ihr zusammen auftrat. Die Ingramsdorfer Eiche muß, nach der Größe der Fruchtbecher zu urteilen, unter sehr günstigen klimatischen Bedingungen gewachsen sein. In ihrem Gefolge befanden sich die Linde, der Feldahorn und die Hainbuche, ferner die Haselnuß und der Hartriegel. Als diese Phase am wärmsten war, erschien auch Acer tataricum[2]. In der Zeit des tatarischen Ahorns scheint die Kiefer vollständig gefehlt zu haben. Später tritt die Fichte auf, die von Osten her einwandert. Es ist sehr möglich, daß sie sich auf den Höhen der Sudeten schon vorher angesiedelt hatte und nun in die Ebene verdrang. Diese Ergebnisse stimmen vollständig mit denen anderer Aufschlüsse überein. In Norwegen, Schweden und Dänemark treten die Waldbäume in derselben Reihenfolge auf: Birke, Kiefer, Eiche, Fichte.

1) Nach den Beobachtungen der Flora der nacheiszeitlichen Schichten von Ingramsdorf (F. Hartmann, Diss. Breslau 1906).

2) In dem nun folgenden kühleren Klima (der Schicht 8) verschwinden Acer tataricum und die Eiche, während die Linde und der Feldahorn den Standort behaupten, die Hainbuche an Häufigkeit sogar zunimmt.

Die Buche fehlt auffallenderweise in den Ablagerungen von Ingramsdorf vollständig. Schon vorher hatte F. Pax diese Tatsache für die Diluvialflora Oberungarns nachgewiesen und besonders betont, daß die Einwanderung der Buche hier in eine relativ sehr späte Zeit fällt. Auf dem Südabhang der Karpathen sei die Reihenfolge von den Waldbäumen genau dieselbe wie in Nordeuropa und in Schlesien. Auch in Oberungarn erfolgt erst nach der Eiszeit mit der Einwanderung der Birke und der darauf folgenden Kiefer- und Eichenflora eine regelmäßige Steigerung der Wärme bis über die heutige Temperatur. Die darauf folgende Einwanderung der Fichte entspricht einer erneuten, der Gegenwart entsprechenden Abkühlung.

Für das Gebiet der Ostalpen ergibt sich aus Hayecks Darlegungen:

1. Vom pflanzengeographischen Standpunkte aus ist man gezwungen anzunehmen, daß in postglazialer Zeit eine Periode mit wärmeren und länger andauernden Sommern geherrscht hat, in welcher sich die illyrische Flora in den Ostalpentälern weiter ausbreiten konnte als heute.

2. Für die Annahme, daß mehrere durch kühlere Zeitabschnitte getrennte derartige Wärmeperioden existiert haben, liegen zwingende Gründe nicht vor, ebensowenig aber auch Gegenbeweise.

3. Das Klima der Alpentäler in dieser Wärmeperiode war ein Gehölzklima mit warmen und trockenen Sommern, entsprach aber reichlichen Niederschlägen im Frühling oder Herbst, ähnlich wie es heute im südlichen oder südöstlichen Alpenvorland herrscht; ein ausgesprochenes Steppenklima war nicht vorhanden.

4. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Wärmeperiode (oder eventuell die letzte derselben) in die Gschnitz-Daun-Zwischeneiszeit fällt.

Zusammenfassung über die Klima-Entwicklung der Eiszeit und der Nacheiszeit.

Die wenigen im vorstehenden wiedergegebenen Mitteilungen sind weit davon entfernt, ein einheitliches Bild der Klimaentwicklung in der Nacheiszeit zu geben. Wenn auch manche der Verschiedenheiten auf die abweichenden Untersuchungsmethoden der verschiedenen Forscher zurückzuführen sind, so bleiben doch

noch genug Gegensätze übrig, die nur auf die geographisch-klimatologischen Verschiedenheiten von O und W zurückgeführt werden können. Doch scheint soviel festzustehen, daß die im Norden und Osten Europas beobachtete nacheiszeitliche Wärmephase im Westen fehlt oder ganz zweifelhaft ist.

Schon die verhältnismäßig geringen Klimaschwankungen der Nacheiszeit lassen sich also im Norden Europas nachweisen. Die Frage der Einheitlichkeit oder Geteiltheit der Eiszeit ist ein hervorragend geologisches Problem und kann nur mit Hilfe der grundlegenden geologischen Untersuchungsmethode, d. h. mit Hilfe der Paläontologie gelöst werden.

So wichtig die Einzeluntersuchung der Terrassenschotter, Staub- oder Lößbildungen (vgl. ANuG. Bd. 211) und der Moränen für die Kenntnis der einzelnen Vorstoß- und Rückzugsphasen bzw. Stadien des Eises auch ist, den Ariadnefaden durch das Labyrinth der Lokalbefunde und vieldeutigen Einzelheiten liefert auch hier nur die Entwicklung der organischen Welt. Überall vollziehen sich die großen allgemeinen Veränderungen des organischen Lebens in engster Abhängigkeit vom Wechsel des irdischen Klimas. Es erscheint undenkbar, daß in der der Gegenwart zunächst liegenden Periode ein allgemeiner einschneidender (drei, vier oder sechs bis zwölf Mal eintretender) Wechsel des Klimas ohne jeden Einfluß auf die Tier- und Pflanzenwelt hätte bleiben sollen. Echte „warme Interglazialperioden“, welche ohne jede Einwirkung auf die Differenzierung von Tier- und Pflanzenformen bleiben, sind für den Botaniker, den Tiergeographen und Paläontologen eine Unmöglichkeit.

Geht man von der Einheitlichkeit des Hauptphänomens der Vereisung aus, so gewinnen die Rückzugsstadien, die jetzt auch rings um die Erde nachgewiesen werden, ein erhöhtes Interesse. Die Wildbäche und Bergstürze haben sich, wie im III. Bande dieser Allgemeinen Geologie (ANuG. Bd. 209) im Zusammenhang mit anderen Vorkommen derselben Art nachgewiesen worden ist, besonders stark in den Zeiten des Rückganges der alpinen Gletscher entwickelt. Auch in den Polargebieten sind deutliche Anzeichen für stärkere Gletscherentwicklung der Vorzeit vorhanden. An dem aus Lava aufgebauten Gaußberg am Rande des antarktischen Landeises konnte E. Philippi fünf Stufen in ver-

schiedener Höhenlage nachweisen, von denen die unterste am schärfsten ausgeprägt, die oberste am meisten verwittert war. Seine Deutung[1]), daß diese Stufen gewissermaßen die „Uferlinien" des zurückweichenden Landeises seien, das jetzt noch den Fuß des Berges umfließt, erscheint einleuchtend. Da die Lava des Gaußberges einen ganz gleichförmigen Charakter zeigt und ihr Böschungswinkel gleich dem eines regelmäßigen Kegelmantels ist, so fehlen alle Vorbedingungen für eine verschiedenartige Verwitterung durch Spaltenfrost und Temperaturunterschiede.

Die Entwicklung des Lebens auf der Erde beweist die einheitliche Gestaltung einer glazialen, voreiszeitlichen und nacheiszeitlichen Fauna auf der Erde. Große Oszillationen oder Schwankungen in den Ausdehnungen der Eismassen, die in verschiedener Zahl angenommen worden sind, haben als Folge örtlicher Ereignisse während der einheitlichen Vereisung stattgefunden. Zum Beispiel hat eine ausgedehnte Senkung im nordöstlichen Nordamerika hier eine Teilung der Eiszeit bedingt, während nach den grundlegenden Untersuchungen von Holst Skandinavien einheitlich vergletschert war.

Für die vier Vereisungen des Alpenlandes[2]), deren Zahl sich ebensowenig mit den zwei oder drei Eiszeiten Norddeutschlands wie mit den sechs Vereisungen Englands in Zusammenhang bringen läßt, ergibt sich wohl das häufigere Auftreten von Erdbeben als naheliegendste Erklärung.

Wie in Band II (ANuG. Bd. 208) dargelegt wurde, bedingte im Jahre 1904/05 das starke Erdbeben von 1899 am Malaspina-Gletscher ein plötzliches ruckweises Vorstoßen der Gletscherzungen um bedeutende Beträge. Kommende Forscher werden also hier schöne „interglaziale" Profile, fluvioglaziale Sande und Moränen im Wechsel beobachten können, ohne daß auch nur die Andeutung eines Klimawechsels eingetreten wäre.

Nun sind in den Alpen stärkere Erdbeben auch in der Gegenwart noch recht häufig; man denke nur an Laibach (1897) oder an das gewaltige Beben von 1348, das in Kärnten den Bergsturz des Dobratsch auslöste. Die heutigen Beben sind aber nur

1) Geologische und chemische Berichte über die Südpolexpedition. S.-A. d. Veröffentlichung d. Inst. f. Meereskunde. Heft 5, 1903, S. 132.
2) Deren Vielheit neuerdings z. B. auch von Lepsius bestritten wird.

eine letzte Nachwirkung der Gebirgsbildung der Vergangenheit und von den besten Kennern der Alpen — so von Albert Heim — wird gerade für die Eiszeit ein Nachsinken des Gebirgsinnern angenommen. Gerade für die enorm übertieften Seebecken wie den Garda- oder Langensee[1]) bildet — wie hoch man auch die Wirkung der glazialen Ausräumung annehmen mag — die Annahme tektonischer Bewegungen die naheliegendste Erklärung.

Somit ergibt sich: die Erscheinung der wiederholten Vereisungen des Alpenvorlandes und Norddeutschlands ist von der Frage des Klimawechsels zu trennen. Nachdem in Alaska ein plötzlicher Gletschervorstoß als Folge der durch einen Erdstoß ausgelösten Lawinenstürze beobachtet worden ist, ist anzunehmen, daß die enorme Übertiefung vieler Alpenseen am besten auf eiszeitliche Gebirgsbewegungen, d. h. wiederholte Erdbeben zurückzuführen ist. Demnach sind auch die im Verhältnis zu Nordeuropa zahlreichen (4) alpinen Vereisungen auf periodische Häufigkeit der Erdbeben zurückzuführen.

Dritter Vortrag.

Fjord- und Seenbildung als Wirkung der Eiszeit.

A. Fjorde.

Die Fjordbildung stellt eine teils mittelbare, teils unmittelbare Wirkung des Eises auf die Gebirgs-Küsten des Weltmeeres dar. Fjorde sind schmale, tief in das Land einschneidende Buchten mit steilabfallenden Wänden, die sich in ihren oberen Teilen mehrfach verzweigen und deren Untergrund gelegentlich und besonders am Ausgange durch einzelne Schwellen gegliedert ist. Die bezeichnenden steilen Einschnitte der Fjordrinnen sind nicht auf die Küsten beschränkt, sondern ziehen sich weit in das Innere des Landes hinein, bis die gleichmäßig vom Eis abgeschliffene Hochfläche des Fjelds allein die Oberflächenform beherrscht.

---

1) Siehe Vortrag III.

Auch im Umkreise des Baltikum ist die sog. zweite Interglazialzeit durch Dislokationen der Stettiner und Rügener Kreide ausgezeichnet, was verschiedentlich, neuerdings besonders von Deecke betont wurde.

Fjeld

Abb. 26. Geirangerfjord mit den 7 Schwestern.
Gegensatz der Hochfläche des Fjelds und der Fjorde mit steil abfallenden Wänden (als Beispiel fluvioglazialer Erosion).

Die unregelmäßige, netzförmige Verzweigung der Talfurchen entspricht den Sunden, welche Inseln abschnüren und das wunderlich zerhackte Kartenbild der Küste bedingen. Die Talfurchen bilden keine gleichmäßig zum Meere absinkenden Rinnen, sondern bestehen aus Vertiefungen und Schwellen, welche letztere aus anstehendem Fels oder aus Moränenwellen zusammengesetzt sind. Dem entspricht die unregelmäßige Form des untermeerischen Fjordbodens. Wenn das Meer stiege, würde die Fjordlandschaft lediglich weiter landeinwärts rücken. Wenn das Meer sich zurückzöge, würden die trocken gelegten Fjordrinnen dem Bilde der skandinavischen Landschaft gleichen (Abb. 26).

Das Fjordphänomen hat in Norwegen, Schottland und Grönland schon von jeher das Interesse der Geologen und Geographen

Abb. 27. Isafördur, Stadt auf einem Sandhaken im gleichnamigen Fjord Islands. Im Hintergrund Bergwand [illegible] etwa [illegible] m Höhe, [illegible] aus Bänken [illegible] regionalen Basaltformation. In halber Höhe [illegible] Bergwand eine Karnische

erregt, ist jedoch nicht auf diese Küstengebiete beschränkt. Es tritt vielmehr überall dort auf, wo vergletscherte Küstengebiete steil in das Meer abfallen, so in Spitzbergen, Island, Alaska, Britisch Kolumbia, Süd-Chile und Neu-Seeland. Daß die Fjordbildung nicht an bestimmte Gesteine gebunden ist, zeigen die Fjorde Islands, die in eruptive Decken eingeschnitten sind (Abb. 27). Die steilen Ufer der Fjorde im Gegensatz zu der aus Rundhöckern und abgeschliffenen Felsen bestehenden Hochfläche des Fjelds lassen jedoch erkennen, daß diese Erscheinung nicht auf die eine Ursache des erodierenden Eises zurückgeführt werden kann, denn das Eis allein kann unmöglich in derselben Landschaft zweierlei Wirkungen von ganz verschiedener Art hervorbringen. Ebensowenig kann die See allein in dieser Weise einschneidend gewirkt haben. Ein Schwanken im Stande des Meeresspiegels würde nur ein Versinken oder Auftauchen des Landes bedingen. Erst die normale Talbildung des fließenden Wassers im Verein mit der später einsetzenden erodierenden Tätigkeit des Eises läßt eine befriedigende Erklärung für die Fjordbildung

zu, die somit verschiedenen Kräften ihre Entstehung verdankt. Ebenso wie in den Alpen ein Talsystem vorhanden war, ehe die Gletscher ihre erodierende Tätigkeit aufnehmen konnten, muß auch für die Fjordlandschaft ein solches Talsystem als Grundlage angenommen werden, das durch Eis- und Wasserwirkung seine heutige Gestalt erhielt. Wenn in den Alpen mehrfache Schwankungen der eiszeitlichen Gletscher ihre Spuren deutlich hinterlassen haben, wird dies für die höhere Breite Norwegens und die verschiedenen Niveauschwankungen des Ozeans um so wahrscheinlicher. Jeder Rückzug des Gletschers ermöglichte eine bedeutende erodierende Tätigkeit der Schmelzwässer, die das vom Eise ausgehobelte Tal U-förmig vertiefen halfen. Besonders die Form der Verzweigungen am oberen Ende der Fjords dürften in einer Epoche entstanden sein, wo nur die Fjelder eine glaziale Bedeckung zeigten, während die Fjorde als Abflußrinnen für die Schmelzwässer dieser weitausgedehnten Firnfelder dienten. Die Bodenschwellen, die meist den Ausgang der Rinne abschließen, sind mit größter Wahrscheinlichkeit als Endmoränenwälle zu deuten oder gleichzeitig auf die stärker erodierenden Wirkungen des Eises in den tieferen Teilen zurückzuführen. Daß die U-Form der Fjordrinnen in der Tat durch die vereinte Wirkung von Gletschereis und Schmelzwässern erklärt werden kann, zeigt das Beispiel des Jannu-Gletschers (S. 27). Die Eismassen selber erfüllen die Mitte des Tales, während die beiden Gletscherbäche außerhalb der Seitenmoräne fließen und dort eine erodierende Tätigkeit ausüben, deren Resultat ein Tal von U-förmigem Querschnitt sein muß. Auf dieselbe Erscheinung hat, wie es scheint, zuerst Siegle hingewiesen, der übereinstimmende Erosionsformen in dem alten Gletschergebiet des Bodensees nachwies. Später hat Brunhes an den heutigen Gletscherbächen der Alpen ähnliches beobachtet.

Zum Schluß sei hervorgehoben, daß die Erscheinung der Fjordbildung lediglich von einer früheren in ihrer Ausdehnung schwankenden Vergletscherung der Küsten abhängt und von der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes im wesentlichen unabhängig ist. Wir finden übereinstimmende Landschaftsbilder in den Sedimentplateaus der arktischen Inseln Nordamerikas und den alten Rumpfgebirgen Norwegens und Schottlands. Die

Ter-
rasse
b

Ter-
rasse
a

Abb. 28. Das Lauterbrunnental, ein fjordähnlich übertieftes Alpental.

Die Terrassen von Mürren (a) und Wengen (b) entsprechen als voreiszeitliche Talböden dem Fjeld. Der Betrag der Übertiefung wird durch den den 7 Schwestern entsprechenden Staubfall angedeutet. Reproduziert nach einer Originalaufnahme der Photoglob-Co. in Zürich.

Abb. 29. Ende des Fjaerlandsfjords bei Fjaerland, Norwegen.
Ein Fjord mit geneigten Ufern als Beispiel reiner Eiserosion.

jungen Zerrungsgebirge der nord- und südamerikanischen Kordilleren und endlich die jungen vulkanischen Eruptivdecken Islands und der Kerguelen-Inseln werden von denselben Gegensätzen des Fjelds und der Fjordrinnen beherrscht[1]). Die geographische Breite spielt nur in soweit eine Rolle, als mit der Annäherung an den Pol sich der Höhenunterschied von Fjeld und Fjord vermindert.

Die Fjorde Norwegens und Schottlands sind eine Oberflächenform, die ihre Entstehung keineswegs der Meeresbrandung verdankt; diese wirkt vielmehr zerstörend auf die Fjord-Gebilde ein, wie die Küsten Schottlands bereits erkennen lassen. Auf der Nordküste von Irland ist die Zerstörung schon fast vollendet und an der Jäderen-Küste im Nordwesten Norwegens hat eben-

1) Jedoch ist bei jungen Kettengebirgen die Form des Fjords nur in den ersten Andeutungen der Ausbildung vorhanden.

Schulter

Abb. 30. Hornulen, ein Fjord mit sehr steilen Wänden als Beweis fluvialglazialer Erosion.

falls die Brandung von den ursprünglichen Fjorden kaum etwas übrig gelassen. Die Fjorde sind ein Werk der erodierenden Tätigkeit sowohl des Eises wie seiner Schmelzwässer, die in Wechselwirkung in ein vorhandenes Flußnetz eingriffen und dasselbe umformten. Je nachdem die Entstehungszeit eines Fjordes in die Zeit eines Gletschervorstoßes oder Rückzuges fällt, sind seine Formen vorwiegend von glazialen oder von fluvioglazialen Einwirkungen bedingt. Im allgemeinen ergänzen sich die Wirkungen beider Kräfte gegenseitig. Ein wesentlich durch die Schleifwirkung des Eises geformter Fjord wird die typische Trogform der Gletscherbecken, ein solcher fluvio-glazialer Entstehung die Steilwände (V-Form) der durch Wassererosion entstandenen Täler zeigen.

Bei der Entstehung der Form der meisten Fjorde hat jedoch

Fjeld

Abb. 31. Nordkap.

vornehmlich fluvioglaziale Erosion mitgewirkt. Nur aus älteren Zeiten stammt die eigentliche Talbildung (Erosion durch Wasser, wobei Spaltenrichtungen und tiefgehende Zerklüftung begünstigende Momente waren); die Gletscher sind dann diesen Tälern gefolgt und haben, abhängig von der Mächtigkeit des Eises und von den topographischen Verhältnissen, hie und da erodierend und beckenbildend gewirkt[1]).

Die Unebenheiten des Fjordbodens mögen z. T. auf Moränenablagerungen zurückgeführt werden. Der scharfe Gegensatz der Fjordrinne und der Rundhöckerlandschaft der norwegischen Hoch-

1) O. Nordenskjöld, Topograph.-geol. Studien in Fjordgebieten. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. IV. 2, 1900. 157, 217. Vgl. hier auch Literatur über Fjorde, sowie die guten Abbildungen und Tiefenkarten. — Brögger, Bildungsgeschichte des Kristianafjords. Nyt Magazin für Natv. Krist. 1886. — Richter, Geomorpholog. Beob. aus Norwegen. Sitz Ber. Wien Akad. 1896. (In dieser Arbeit finden sich viele sehr bemerkenswerte Beobachtungen über die verschiedenartige Talbildung, Kare, oder Botner, Einfluß der Firnbedeckung auf die Verhinderung der Wassererosion u. a. S. auch Richter, die Gletscher Norwegens. Geogr. Zeitschr. 1896). — Über Talbildung in Norwegen s. auch Reusch, N. G. U. 32. 1901 mit vielen Abbildungen.

Plateau-Eis

Fjeld

Abb. 32. Svörtalsbrae vom Dölafjöld (Rundhöckerlandschaft).

fläche des „Fjelds“ kann nicht durch dieselbe allgemein wirkende Ursache der Glazialerosion erklärt werden. Die Oberfläche des Fjelds zeigt die Arbeit des Gletschers in seltener Klarheit; aber in dieser ist das alte Talsystem der Fjorde ausgetieft oder besser übermäßig vertieft, d. h. übertieft worden. An der „Schulter“ (Abb. 30) stößt die Rinne des Fjords fast unmittelbar an die glazialgeschliffene Fläche des Fjelds; also können beide nicht gleichartiger Entstehung sein. Eduard Richter führt die Übertiefung auf Erosion interglazialer und postglazialer Schmelzwässer zurück, welche einschneidend wirkten, während die Fjeldfläche durch ihre Firndecke der Wasserwirkung entzogen war. Auch wenn man die Dauer der Interglazialzeiten kürzer ansetzt und nur episodische Vorstöße oder Halte im Gletscherrückzug als sicher bewiesen annimmt, ist eine energisch austiefende Wirkung der Schmelzwässer mit Sicherheit in Rechnung zu stellen.

Das schneebedeckte Fjeld ist die wellige, durch Kuppen und Mulden gegliederte Hochfläche, die vielfach mit Firn und großen ausgedehnten Plateaugletschern überzogen ist. Der Charakter dieser norwegischen Fjeld- oder Plateaugletscher läßt sich nach Eduard Richter[1]) etwa folgendermaßen zusammenfassen: Eine Firnkalotte auf flachgewölbter Unterlage als Nährgebiet, ein

1) Ed. Richter, Hettners Geogr. Zeitschr. S. 306 u. 316.

verschieden breiter Eisfuß als Schmelzgebiet. Der Eisfuß hängt drapericartig in die benachbarten Fjeldtäler hinab, liegt aber häufiger auf dem hohen Fjelde selbst. (Abb. 30 und 31.) Plateaugletscher finden sich zuweilen auch in den Alpen, so die Übergossene Alm, Hochjochferner im Ötztal und der Ebne Ferner, zwischen Stubai und Ridnaun. Umgekehrt kommen auch in Norwegen, dort, wo alpine Bergformen oder doch den alpinen genäherte Landschaftsformen vorkommen, Tal-, Kar- und Hängegletscher ganz wie in den Alpen vor. Besonders zahlreich sind die beiden letzteren Formen. In Deutschland haben wir in den Teichen und Schneegruben des Riesengebirges typische Kare, in der Kammfläche derselben Granitmasse eine dem norwegischen Fjeld ähnliche Bildung. Ganz anders geartet und in Mitteleuropa nicht vertreten ist die Fjordlandschaft des Nordens.

B. Seenbildung.

Die Fjorde setzen sich in das Innere des Landes als Talzüge mit gelegentlichen Seen fort und deuten somit auf einen übereinstimmenden Ursprung der Formen der Landoberfläche und der Küste hin. In ähnlicher Weise zeigt die Seenbildung im Hochgebirge und in der Ebene eine unmittelbare Abhängigkeit von der vorangehenden Vergletscherung. Obwohl sich die Formen der Stauseen, der Strudel- (oder Evorsions-See), der Seen der Grundmoränenlandschaft und der Rinnenseen bis zu einem gewissen Grade überall wiederfinden, dürfte für die geologische Betrachtung eine gesonderte Darstellung der Gebirgsseen und der Seen der Ebene angezeigt sein.

1. Die Seen im Hochgebirge.

Randseen des vergletscherten Gebirges. Weit über die Regionen des Hochgebirges und der Vorberge hinaus erstreckt sich der Einfluß einer früheren Vergletscherung. Die großen Seen, die den Nordrand der Alpen vom Genfer See bis zum Chiemsee umgeben und weiter östlich im Bereiche des Gebirges in Salzkammergut und in Kärnten das Landschaftsbild beleben, sind die letzten Zeugen dafür, daß hier die Arbeit des Eises die Landoberfläche ausgetieft und umgestaltet hat. Wie den großen nordischen Landeismassen die Verbreitung der Binnenseen in Schwe-

Abb. 35. Die Eiszeitbildungen um den Bodensee.

den, in Finnland und vor allem in Nordamerika entspricht, so reichen in dem am stärksten vereisten binnenländischen Hochgebirge die Gletscher und später die Seen bis in das Vorland hinaus. Gebirge wie Himalaya oder Rocky Mountains, deren Gletscher nicht über das Gebirgsinnere hinaus vordrangen, besitzen auch keine Randseen — die mit Fjordbildung zusammenhängenden großen Seebildungen Patagoniens und Alaskas folgen anderen Gesetzen. In dem Alpenvorland entsprechen den größten Fluß- und Gletschergebieten auch die größten Binnenseen, der Genfer- und der Bodensee. Der Bodensee ist (nach A. Penck) fünfmal so groß als alle noch bestehenden nordtiroler und bayrischen Seen zusammengenommen. Andererseits ist sein Flächeninhalt (538,5 qkm) kaum doppelt so groß als das verschwundene

Seebecken, das dem Inn, dem nächstgrößten Flußgebiet der Nordalpen angehört. Dieser verschwundene, d. h. zum Teil entwässerte, zum Teil vertorfte und zum Teil zugeschüttete Rosenheimer See war etwa 310 qkm groß.

Die Moränengebiete der nördlichen Ostalpen besitzen größere oder kleinere, offene oder geschlossene Zungenbecken, die meist von den schmalen Gürteln der Endmoränenwälle umrahmt sind. Die Zungenbecken sind von stattlichen Aufschüttungen erfüllt (Salzburger, Rosenheimer Becken) und enthalten meist noch in ihren wannenförmigen Einsenkungen einen See (Ammer-, Würm-, Chiem-, Achen- und Gmundener-See, Abb. 33). A. Penck sieht diese Seen nicht als Umwallungsformen an und hält auch die Annahme eines Rücksinkens der Alpen, welche nach A. Heim die wahrscheinlichste Erklärung für die Schweizer Seen bietet, für nicht erwiesen. Nach A. Penck soll die Bildung der ostalpinen Zungenbecken „auf stabilem Boden" während des Eiszeitalters durch einen spezifisch glazialen Aushöhlungs- und Ausschaufelungsvorgang erfolgt sein.

Da das Vorland der Alpen teils aus losen, durch eine ältere Vereisung herbeigeschafften Massen, teils aus weichen Molasse-Sandsteinen besteht, ist die Erosionsarbeit des Eises hier leicht, trotzdem das fächerförmige Auseinandertreten der Gletscher an sich der Austiefung nicht günstig zu sein scheint. Das großartigste im Innern eines vierfachen Gürtels von Endmoränenwällen liegende Zungenbecken ist das des Bodensees: die tiefste Stelle des Stammbeckens, von dem zahlreiche radiale, jetzt zum Teil trocken gelegte Zweigbecken ausgehen, entspricht dem Obersee. (Abb. 33.)

Entsprechend der Abnahme der Vergletscherung der Alpen nach Osten finden sich im Salzkammergut die Zungenbecken und die Moränenstauseen noch innerhalb der Kalkalpen (Abb. 34), während in Kärnten die Seen im Bereich der großen alpinen Längstäler liegen; so gehören Faaker- und Wörther-See dem Bereich des Drautales an. Die Gletschergebiete auf der Südseite der Alpen erstrecken sich — trotz ihres gewaltigen Massentransportes — nicht so weit in das Vorland hinein wie im Norden. Daß daher hier besonders eine Aufstauung der Talgewässer in Seen erfolgen mußte, unterliegt keinem Zweifel. Allerdings be-

Abb. 34. Königssee von der Sagereckwand.
Ein fjordähnlicher Alpensee des nördlichen Kalkplateaus aufgestaut durch einen End-moränenwall im Hintergrund. Im Mittelgrund Deltabildung.

trägt der Höhenunterschied bei den größten Tiefen des Gardasees und der durch die oberitalienischen Schlachtfelder (Rivoli, Solferino, Custozza) berühmten Moränenwälle am Ausgange des Sees 500 m; da hier die größte Längenausdehnung des Sees noch in den Kalkalpen, d. h. in hartem Gestein zu suchen ist, wäre die Frage erwägenswert, ob die Aufstauung der Gewässer nicht durch eine Rücksenkung des Gebirges unterstützt wurde. Jedenfalls folgt der Gardasee — wie jede Karte zeigt — der Längsrichtung (dem Streichen) der Gebirgsketten und eine nachträgliche Senkung im Sinne der Sättel und Mulden des Etschgebirges würde einige Wahrscheinlichkeit für sich haben.

Die große Ausdehnung des Bodensees — im Gegensatz zu den übrigen Seen der Nordalpen — beruht zum Teil darauf, daß der Rhein nach den letzten Vereisungsstadien seinen alten Lauf verfehlte, der nunmehr von den Schottern der Niederterrassen ausgefüllt wurde. Zum Teil mußte sich der Fluß durch festes Ufergestein hindurchsägen und hat infolgedessen die Aufschüttungen unterhalb des Sees noch nicht wieder hinweggeräumt. „Um 30 m würde der Spiegel des Bodensees sinken, sein Flächen- und

Rauminhalt sich um mehr als 1/[illegible] mindern, wenn nur der Jurariegel durchschnitten werden würde, über den der Rhein, seinen alten Lauf verfehlend, bei Schaffhausen rauscht und bei Neuhausen stürzt. Ein solches Sinken des Seespiegels würde die Tätigkeit seiner Zuflüsse neu beleben; nicht bloß die des Alpenvorlandes, sondern auch der Rhein, der heute sein Tal noch oberhalb des Sees verschüttet, würde gewaltige Schuttmassen herbeiführen und die durch das Sinken des Seespiegels stark verkleinerte Wanne rasch ausfüllen." Die angeführten Worte Penck's bilden eine treffende Erläuterung der bekannten Tatsache, daß die heutige Flußtätigkeit im Hochgebirge wie im Vorlande und der Tiefebene die eiszeitlichen Seenbildungen vernichtet.

2. Stauseen in Alpentälern und Hochseen.

Dem Abschluß[1]) der letzten allgemeinen (Würm) Vereisung folgte eine gletscherarme oder nahezu gletscherlose Zeit (Achenschwankung, Penck), während eines Klimas, welches etwas wärmer und viel trockener war als das jetzige (Eichenzeit in Nord- und Osteuropa (S. 79, 80) = Achenschwankung, A. Penk[2]). Erneute Gletscherbildung in der Hochgebirgsregion und mannigfache Gletscherschwankungen kennzeichnen die prähistorische Zeit der Alpen (Bühlvorstoß, Gschnitz und Daunstadium, A. Penck). Diesen letzten Oszillationen gehören Moränenwälle von überaus frischer und guter Erhaltung an, welche in Höhen von 2000 m an aufwärts liegen und nicht mit den oft in gleicher Höhe befindlichen Blöcken des alten Landeises verwechselt werden dürfen. Besonders auffällig ist die Form dieser jüngsten Moränenwälle dort, wo zur Zeit Gletscherbildungen fehlen (Pflerscher Pinkel, Pfurnsee im Ridnaun usw.).

Die glazialen, hoch über den heutigen Flußtälern lagernden Schotter haben sich im Innern eines Gebirges nur dort in größerer Mächtigkeit abgesetzt, wo der rascher vorrückende Gletscher des einen Tales die in einen anderen einmündenden, vom Nebental herabrinnenden Schmelzwässer zu einem Eissee vorübergehend aufstaute. Während des Gletscherrückzuges treten

---

1) Vgl. F. v. Kerner, Verh. G. R. A. 1894, S. 268.
2) Vgl. A. v. Kerner, Sitz.-Ber. d. Wien. Akad. I Abt. 1888.

Terrass-

Terrasse

Abb. 35. Die Schotterterrassen nördlich des Brenners (Steinach).

dieselben Seebildungen erneut in analoger Weise auf: Der aus einem größeren Firngebiet stammende Hauptgletscher wird die Einwirkung des trockener und wärmer werdenden Klimas weniger rasch an seiner Zunge verspüren, als der kürzere Gletscher des Nebentales. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß der in einem wenig ausgedehnten Firngebiet wurzelnde Sillgletscher sich früher und in rascherem Tempo zurückzog als der Eisstrom des Inntales und daß der letztere somit während der Rückzugs- und ebenso während jeder Vorstoßperiode das untere Silltal — wenn auch nur vorübergehend — zu einem See aufstaute. (Vgl. Abb. 35.)

Der örtliche Charakter der Mittelgebirgsterrassen des Sill- und Inntales ergibt sich am deutlichsten aus ihrem Fehlen in der Mehrzahl der Alpentäler: Nur im Gailtal, dessen Schmelzwasser durch den Zusammenfluß des ausgedehnten und mächtigen Julischen und Draugletschers aufgestaut wurden, beherrscht die Mittelgebirgsterrasse in ebensolcher Weise wie bei Innsbruck das Profil des Tales. Aber im Drautal, Rienz-, Save- und Fellatal, an der Etsch, am Tagliamento und überall in den nördlichen Tälern mit offener Abflußrichtung fehlt die bezeichnende Terrassenbildung.

Die Hochseen. Die allgemeine Abhängigkeit der Mehrzahl der Seen von einer früheren Vergletscherung ist bekannt, der Grund der Bildung eines Beckens ist bei den kleinen wie bei den großen Seen in jedem einzelnen Falle zu untersuchen. Entweder wurden flache, kleine Becken im anstehenden Fels ausgeschliffen (alpine Hochseen, Abb. 36) oder vorhandene mit Schutt ausgefüllte Vertiefungen wieder ausgehöhlt, endlich können Wasserläufe und Taleinschnitte aufgestaut oder abgedämmt werden. Die großen Seen der Alpenländer und die mannigfachen Seengebilde der größeren Täler gehören zum Teil der letztgenannten Bildungsform an, zum Teil sind die Hohlformen durch den Gletscher geschaffen. Die kleinen alpinen Hochseen sind zum größten Teile das Werk einer früheren, ausgedehnten Vergletscherung.

Die Erosion des fließenden Wassers ist auch im Hochgebirge unausgesetzt bestrebt, die Seen abzuzapfen oder durch Schutt auszufüllen; ebenso arbeitet das Wachstum der Torfmoose auf

Abb. 36. Schwarzsee, eisgeschliffener Hochgebirgssee.
Dahinter die Schwarzseespitz bei St. Martin in Passeier

die Ausfüllung der Seebecken mit Torf hin. Andererseits schafft die Ausschleifung oder Auskolkung (Korrosion) der schuttbeladenen Eisströme Vertiefungen im anstehenden Fels (die kleinen Seen am Schwarzseespitz und Pfitscher Joch); hinter dem Walle der

Abb. 37. Die Kochelteiche, aufgestaut durch die Moränen der Großen Schneegrube, Riesengebirge.

Endmoräne bildet sich ein Stausee (großer Teich im Riesengebirge, Pfurnsee, Ridnaun, Griesbachalp, Brenner) oder es bleiben auf den unregelmäßigen schuttbedeckten Moränenflächen kleine seeähnliche Wasserlachen zurück.

Zuweilen liegen die kleinen ausgeschliffenen oder aufgestauten Seen des Hochgebirges treppenartig übereinander – entsprechend der ruckweise erfolgenden Abnahme der Gletscher. Bekannte Seentreppen dieser Art enthält die hohe Tatra. Eines der schönsten Beispiele der Art stellen der Seeben- und Drachensee am Fuße der Sonnenspitze bei Ehrwald in Nordtirol dar. Hier deuten die abgeschliffenen weißen Kalkplatten darauf hin, daß der See nicht aufgestaut, sondern eingeschliffen ist.

Die Mehrzahl der kleinen Hochseen der Zentralalpen gehört

Abb. 38. Die Kleine Schneegrube [illegible] Riesengebirge, [illegible] Kar mit steilen Wänden [illegible] geneigtem Boden.

einer der drei oben genannten Typen an; selten sind die Beispiele, wo ein Bergsturz eine dauernde Wasseransammlung im Tale schafft. Auch durch Murbrüche werden Seen aufgestaut, aber fast ausnahmslos rasch wieder entleert. Selten erscheinen im Innern der Alpentäler Seenbildungen, die auf unregelmäßige Arbeit der normalen Erosion und Aufstauung der Bäche und Flüsse zurückzuführen sind.

In den früher vergletscherten Mittelgebirgen — im Schwarzwald, Vogesen, Böhmerwald und Riesengebirge — sind es besonders die auf dem Boden der Kare durch Moränenwälle aufgestauten Gewässer, welche das oft einförmige und ernste Landschaftsbild unterbrechen. Auf dem nebenstehenden Bilde der Großen Schneegrube (Abb 37) ist der niedrige von Blöcken ge-

bildete Moränenwall links deutlich sichtbar. Auf dem Bilde der Kleinen Schneegrube ist der steile Absturz in dem Mittelgrunde die Rückwand des Kars. Den Hintergrund bildet die beinahe ebene Linie des flachgeböschten Riesengebirgskammes (Abb. 38).

Die Schneegrube, sowie der Große und der Kleine Teich stellen die einzigen Ansätze zur Bildung von hochalpinen Gebirgsformen im Bereich eines sonst normal ausgebildeten Mittelgebirges dar. Ihr rein klimatischer Charakter erhellt daraus, daß sie auf den Nordabhang, d. h. auf den Bereich stärkeren Schneefalls und langsamerer Schneeschmelze beschränkt sind, im Süden des Riesengebirges aber gänzlich fehlen.

Auch im Böhmerwald sind — vor allem am Fuße des Gipfels des Dreisessels, des Arbers und Plöckensteins — lehnstuhlartige Nischen in das Gebirge eingeschnitten, deren Grund von einer stillen, dunklen Wasserfläche ausgefüllt wird. Alle diese eigenartigen Hochseen des Böhmerwaldes liegen in einem Höhengürtel von 925 bis 1025 m zwischen der oberen Grenze des Waldwuchses und der Unterkante des ewigen Firn der vergangenen Eiszeit.

Den wirklichen Übergang zwischen Hoch- und Mittelgebirge bilden solche Ketten, welche wie die Niederen Tauern oder die Hohe Tatra, scharfe Hochgebirgsgräte, Kare und Seen zeigen, aber gegenwärtig keine Gletscher mehr beherbergen. Ohne die starke Einwirkung der längst entschwundenen Eiszeit besäßen die Radstädter, Schladminger Tauern und die Hohe Tatra runde Mittelgebirgsrücken ohne Gipfelentwicklung; sie würden dem Isergebirge oder den böhmischen Kämmen im Südwesten der Grafschaft Glatz gleichen.

Noch gesteigert wird der alpine, d. h. Hochgebirgs-Charakter, durch das Auftreten härteren Gesteins, d. h. des Granits in der Tatra, der Kalke und Dolomite im Herzen der Radstädter Tauern. Die Grundlage der Modellierung der Hochgebirgsformen bildet jedoch stets die gegenwärtige oder entschwundene Vergletscherung — nicht das Vorwalten härterer oder weicherer Gesteine.

Bergzüge und Täler werden nicht durch selbständige Hebungen jedes einzelnen Kammes geschaffen, vielmehr hebt sich das Gebirge als ein Ganzes, als eine weitgespannte flache Wölbung

Abb. 39. Pfuhl oder Söll bei Hageböd in Mecklenburg. Nach E. Geinitz.

empor; die Täler und Seen werden aus dieser Masse durch die Zerstörungs- und Transportkräfte von Wasser und Eis herausgeschnitten.

5. Die Seen der Ebene.

Die Seen der Ebene als Erscheinungen der Eiszeit. Die mannigfachen Seengebilde der Ebene sind von sehr verschiedener Bedeutung für die Oberflächenformen; ihnen allen ist gemeinsam, daß sie nur in der nördlichen unverwaschenen Glaziallandschaft gut erhalten, in Schlesien und dem Königreich Sachsen, d. h. in den seit langer Zeit vom Eise verlassenen Gebieten dagegen verschwunden sind.

1. Die Strudel- (Evorsions-) Seen, die Sölle Niederdeutschlands sind reihenförmig angeordnet und bilden lediglich einen Zug in der Kleinplastik der norddeutschen Landschaft. Die tieferen Strudellöcher oder Kolke der eiszeitlichen Schmelzwasserbäche blieben erhalten, während die flachen Rinnsale selbst allmählich eingeebnet wurden. Die reihenförmige Anordnung erinnert an die in der Mitte regelmäßig vertieften

2. Rinnenseen, deren Entstehung auf die Erosion der mäch-

Abb. 40. Der schmale Luzinsee bei Feldberg in Mecklenburg. Typus eines Rinnensees.

tigeren Flußläufe der Abschmelzperiode zurückgeht. Hierher gehören auch die nordamerikanischen „Finger Lakes", die strahlenförmig von dem alten Eisrand und den Endmoränen im Süden des Ontariosees ausgehen. Auch sie stellen die Rinnsale dar, welche die Schmelzwässer beim Rückzug des Eises bildeten. Ein vorgelagerter Schuttkegel eines benachbarten Moränenwalles bildet zuweilen den Abschluß, so daß in der nordamerikanischen aus flach gelagerten Kalken und Schiefern bestehenden Landschaft eine gewisse Ähnlichkeit mit norwegischen Fjorden hervortritt. Der Cayuga, Seneca, Oneida-See und viele andere Rinnenseen im Staate New York sind Fjorden mit niedrigen Ufern nicht ganz unähnlich. In den meisten Fällen bedingt die ursprünglich ungleiche Tiefe des Gletscherflußlaufes die Auflösung in einzelnen Wasserflächen.

Dieselbe Entwicklung findet sich in den Seen der Umgebung Berlins wieder, wo der bekannte Zug der Grunewaldseen, Schlachtensee, Krumme Lanke, Halensee einen langen, z. T. nur durch spätere Moorbildung unterbrochenen See darstellt. Rinnenseen

Abb. 41. Wootzensee (Mecklenburg). Typus eines Grundmoränensees.

finden sich ebensowohl in der Grundmoränen- wie in der Heidelandschaft der sandr oder als Durchbruchstäler im Bereich der Endmoränenwälle (Abb. 40).

3. Die Seen der Grundmoränenlandschaft zeigen im Gegensatz zu den regelmäßigen Umrissen und der gleichförmigen Tiefenanordnung der Rinnenseen einen, der unregelmäßigen Oberfläche der Grundmoränen entsprechenden Umriß und eine vollkommen regellose Verteilung der Tiefen. Der obere (gelbe) Geschiebemergel, der die unruhigen Landschaftsformen der älteren Sande und Mergel überkleidet, reicht von den Höhen bis an oder bis unter den Wasserspiegel. Eine große Anzahl der Gewässer der baltischen Seenplatten, vor allem die bedeutenden Seen Mecklenburgs, Pommerns (Dratzigsee) und Ostpreußens (Spirdingsee) gehören der Grundmoränenlandschaft an.

4. Eine etwas eingehendere Behandlung erheischen die Eis- und Moränen-Stauseen, obwohl ihre heutigen nordischen Vertreter (Abb. 41) im Gegensatz zu den mächtigen alpinen Seegebilden (Garda-, Königssee) verhältnismäßig nicht sehr bedeutsam sind:

Abb. 42. Größte Ausdehnung des nordamerikanischen Inlandeises.

4. Große glaziale Stauseen in Nordamerika und Nordeuropa.

Abgesehen von den verhältnismäßig weniger zahlreichen Fällen, wo eine Endmoräne Wasser zum See aufstaut, wird die Mehrzahl glazialer Stauseen durch die Eismasse selbst gebildet und verschwindet daher mit dem Schmelzen des Eises — nicht ohne sichtbare Spuren in Form von aufgeschütteten Terrassen oder eingesägten Strandlinien zu hinterlassen.

Glaziale Stauseen sind zuerst in größerer Ausdehnung aus Nordamerika[1]) beschrieben worden. Die südliche Eisgrenze wird durch eine Linie bezeichnet, die von dem nördlichen Teil der Felsengebirge ausgehend, über die Quellen des Missouri hinweg und dann diesem Flusse folgend bis St. Louis, weiter am

1) W. Upham, Lake glacial or Champlain Subsidence and Re-Elevation of the St. Lawrence River Basin (Geolog. and Nat. Hist. Surv. of Minnesota 1895 XLIX. S. 1—18. Die folgende Zusammenstellung beruht auf einer Breslauer Doktor-Dissertation von Dr. E. G. Friedrich: „Die glazialen Stauseen des Steine-Tales bei Möhlten und des Neiße-Tales zwischen Wartha und Kamenz“. Berliner Zeitschr. f. Erdkunde 1905.

Ohio entlang, südlich des Erie-Sees verläuft, um bei New York am Atlantischen Ozean zu endigen (Abb. 49). Upham weist nach, daß beim Rückzug des Inlandeises im Gebiet der heutigen fünf Seen ein großes Wasserbecken (Lake Warren) bestanden habe, welches aus den ungeheuren Massen der Schmelzwässer des nördlich davor gelagerten Inlandeises gebildet wurde. Im Süden sperrte eine über 500 Fuß hohe Erhebung diesen Schmelzwässern den Abfluß. In diesem so gebildeten Becken wuchsen die Wassermassen, bis sie entweder über den Eisrand oder nach Süden durch das nordwestliche Wisconsin über die heutige Wasserscheide zwischen dem Bois Brulé und dem Croix-Flusse einen Abschluß fanden. Der die neuen Forschungen von Taylor und Leverett zusammenfassenden Darstellung von Chamberlin und Salisbury[1]) entnehmen wir ein allmähliches Wachstum der Stauseen bis zu den beiden als Lake Whittlesey und L. Warren bezeichneten Höhepunkten der Wasseransammlung. Mit dem Zurückweichen der einzelnen Eiszungen in nordöstlicher Richtung nahm die Ausdehnung der Seen wieder ab, während die Richtung des Abflusses sich stetig änderte.

Nach dem Verschwinden des Eises (dessen letzte Zunge die Stelle des heutigen Ontario-Sees einnahm) beobachtet man vor dem Eintritt der gegenwärtigen Verhältnisse ein Stadium, in dem der Ozean durch den Lorenz-Golf bis in den heutigen Ontario-See vordrang (Champlain-Senkung). Die drei nordwestlichen Wasserbecken (Oberer, Huronen- und Michigan-See) mündeten damals nördlich durch den Ottawa-Fluß in den Lorenz-Golf, so daß der Erie-See ein Sonderdasein führte. Erst eine letzte Hebung des Landes schloß den nördlichen Abfluß und leitete die Wassermassen der drei nordwestlichen Seen in den Erie und von dort über den Niagarafall (ANuG. Bd. 209) in den wieder zum Binnensee gewordenen Ontario. Die Vorbedingungen zur Bildung des heutigen Niagara-Falles sind also erst lange Zeit nach dem Abschmelzen des Landeises eingetreten.

Die Wassermassen des riesigen amerikanischen Stausees, der im Höhepunkt seiner Entwicklung an Mächtigkeit alle vorhandenen Binnenseen weit übertraf, haben naturgemäß auch außer-

1) Geology Bd. III (2. Aufl. 1906) p. 396—404.

gewöhnliche Spuren hinterlassen. Teils zeichneten sich durch die Küstenbrandung während der verschiedenen Wasserstände Strandlinien im festen Gestein ein, teils bildeten sich an den Ufern der alten Seen Aufschüttungen, deren Terrassenformen die Fortsetzung der Strandlinien bilden. Die höchsten und gleichzeitig ältesten Strandlinien zeigen den Umfang des ehemaligen Seebeckens an, welches alle heutigen fünf Seen umfaßte.

Eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit dieses alten Stausees ist die Neigung der Strandlinien, eine Folge tektonischer Bewegungen, die während des allmählichen Verschwindens der Gewässer eintraten. Auch der Winnipeg-, Winnipegosis- und Manitoba-See stellen Reste eines ungeheuren Eisstausees dar, den man Lake Agassiz genannt hat. Er dehnte sich zwischen der Quelle des Rouge-Flusses und dem Nordzipfel des Winnipeg-Sees als eine 1000 km lange Wasserfläche aus und fand zunächst seinen Abfluß durch den Traverse-See und den Minnesota in den Mississippi.

Auch aus Nord- und Ost-Europa sind eine Anzahl solcher Stauungen bekannt geworden, wenn auch entsprechend der geringeren Ausdehnung des Landes die Größe der Seen meist hinter den nordamerikanischen zurücksteht: Zunächst bildete sich etwa gleichzeitig mit dem nordamerikanischen Stausee und ebenfalls infolge des Schmelzens der Eismassen eine gewaltige Erweiterung des Kaspi, der sich weit nach N ausdehnte und im Osten mit dem Aralsee in Verbindung trat. Immerhin ist im Südosten Europas, wo vor und nach der Eiszeit große Binnenseen bestanden haben, die Veränderung weniger ausgeprägt.

Typische Beispiele von glazialen Stauseen enthält das skandinavische Gebirge.

Im baltischen Küstengebiet hat Keilhack glaziale Stauseen von beträchtlichem Umfange nachgewiesen. Die Schmelzwässer suchten bei einer bestimmten Lage des Eises ihren Weg zwischen diesem und dem Höhenrücken; bei der Ungleichmäßigkeit der Abdachung zerfiel das Gebiet in mehrere Abschnitte, die einer gleichen Anzahl von Stauseen entsprachen. Ähnliche Vorgänge haben sich nach Geinitz auch in der jetzigen nordöstlichen Mecklenburger Heide abgespielt.

Endlich ist es nach den neueren Aufnahmen[1]) in Ost-Preußen durchaus wahrscheinlich, daß in dem Gebiet des baltischen Höhenrückens ein großer Binnensee bestanden hat, der über Preußens Grenzen weit nach Rußland hineinreichte und dessen Südufer dort lagen, wo in der Lysa Gora und den Vorbergen der Karpathen anstehendes Gebirge aus der Diluvialbedeckung sich zu größeren Höhen erhebt. Sicher ist, daß dieses ganze große Gebiet auf weite Strecken hin ausschließlich aus eingeebneten, verschiedenen Terrassen angehörigen Sanden aufgebaut ist und daß es sich auch als Ganzes nach Süden abdacht Da in dem topographischen Bilde kein geschlossenes Nordufer für dieses große Binnenmeer vorhanden ist, so bleibt als Nordbegrenzung nur der Rand des im Rückzuge und Abschmelzen begriffenen Inlandeises übrig.

Die Ausdehnung dieses Sees nach O und W ist unbestimmt; es kann aber keinem Zweifel unterliegen[2]), daß die Kleinsee-Landschaft des baltischen Höhenrückens, die man gewöhnlich als die Grundmoränen-Landschaft des letzten großen Landeises deutet, auf einem sehr langen Aufenthalte des Landeises beruht; diese Kleinsee-Landschaft erstreckt sich aus Ostpreußen über den baltischen Höhenrücken in den Westen und weiterhin in den Norden des russischen Reiches.

Kleinere Stauseen finden sich am Nordrande des deutschen Mittelgebirges in Schlesien, Sachsen und weiter in Thüringen. Durch eingehende Untersuchungen gelangte Schottky zu dem Schluß, daß der durch Störungen gebildete Hirschberger Kessel durch das Inlandeis nach Norden abgeschlossen wurde. Hiernach stauten sich die vom Riesengebirge herabfließenden Gewässer, vor allem der Bober auf, und es entstand ein stilles, abflußloses Gewässer, in welchem sich weit und breit die geschichteten Bänder-Tone absetzen konnten.

Etwa in der Mitte des Ostabfalles der Sudeten hat

1) Kaunhoven und Krause, Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Nord-Deutschland und ihre Beziehungen zur glazialen Hydrographie. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt für 1903, S. 440—445.

2) Geinitz (Frech) Lethaea geognostica. 2. Bd. III (Quartär). Stuttgart 1904. S. 153.

ein postglazialer Stausee den oberen Abschnitt des Patschkauer Beckens zwischen Wartha und Camenz eingenommen. Die hohen Terrassen zwischen dem am Gebirgshang liegenden Wartha und Camenz stehen in keinerlei Beziehung zu dem heutigen Neißetal und sind demnach als Seeterrassen zu bezeichnen. Die Stauseen des Neißetales sind ebenso wie die gleichen Bildungen am Rande der deutschen Mittelgebirge durch tektonische Senkungen vorgezeichnet und beruhen vorwiegend auf der vorangehenden Ausräumung der mächtigen tertiären Sande und Tone durch die Massen des vordringenden Eises. Dem Camenzer Stausee sind die ostpreußischen Stauseen am ähnlichsten, welche ebenfalls ihre Entstehung lediglich der Ansammlung der Schmelzwässer zwischen dem Rande des zurückweichenden Eises und den Endmoränen verdanken. In Sachsen und Thüringen sind entsprechend der geringeren Höhenunterschiede zwischen Gebirge und Flachland die Beispiele weniger zahlreich.

5. Die Entstehung der Ostsee.

Wie das nordische Landeis die Alpengletscher an Ausdehnung übertraf, so waren auch seine Arbeitsleistungen viel gewaltiger in bezug auf Materialtransport und Beeinflussung des Untergrundes. Die gewaltigen Mengen von Moränen und Sanden, welche das nordische Landeis über die Ebene ausgebreitet hat, stammten nur z. T. aus Skandinavien, größtenteils haben wir losen Verwitterungsschutt der baltischen Gesteine und die ebenfalls lockeren Bodenarten der Bernstein- und Braunkohlenformation vor uns.

Eine besonders lebhafte Eiserosion hat demnach im Ostseebecken stattgefunden, das mit verschiedenen flachgelagerten Sedimenten von verschiedener Widerstandsfähigkeit erfüllt war. Unter der Bernsteinformation lag Kreide, vorwiegend Schreibkreide, darunter Kalke und Sandsteine des Jura, im W Liaston und Trias, noch tiefer Mergelkalke und Mergelsandstein des Obersilurs. Die verschiedene Härte dieser in allen südlichen Gebieten nachgewiesenen Irrblöcke gewährte der splitternden und schleifenden Gletschererosion Zugang, und die Mächtigkeit der Eismasse verstärkte die Wirkung. Abgesehen vom Vorhandensein zahlreicher Sedimentgeschiebe, die jetzt nur an wenigen Punkten

Endmoränenzüge

letzte Eiszeit vorletzte Eiszeit

Urstromtäler

100 km

IV

III

II

I

Abb. 43. Die norddeutschen Urstromtäler (I–IV) und Endmoränenzüge.

oder überhaupt kaum anstehend bekannt sind[1]), ist besonders der bedeutende Kalkreichtum des Geschiebemergels beweisend für eine sehr bedeutende Eiserosion im Ostseebecken. Diese Kalkmassen müssen von dem Eise selbst ausgeschaufelt worden sein; denn eine vorangegangene chemische Verwitterung und säkulare Tiefenzersetzung müßte vor allem den Kalk aufgelöst und fortgeführt haben.

Das heutige von der skandinavischen Halbinsel im Norden und dem baltischen Höhenrücken im Süden begrenzte Ostseebecken ist demnach mindestens zum größten Teile durch Erosion des Landeises entstanden — wie das Leverett auch für die Hohlformen des großen Seesystems in Nordamerika nachweist.

Norddeutsche Urstromtäler. In Norddeutschland wird die Seenbildung insofern komplizierter, als sich die Wasserbecken in eigenartiger Weise mit den großen ostwestlich bis nordwestlich verlaufenden Längstälern schneiden, welche das Land im Osten der Elbe durchziehen. Diese Längstäler bezeichnen die Rückzugsstadien der großen Eisdecke nach Nordosten. Sie wurden durch die am Rande der Eisdecke in NW-Richtung entlanglaufenden Schmelzwässer erodiert. Das südlichste der Täler, das Breslau-Magdeburger (I), ist z. T. gleichbedeutend mit dem heutigen Odertal, das in nord-nordöstlicher Richtung durchbricht, und dann mit dem nächsten, dem Glogau-Baruther in Verbindung tritt, das z. T. der Bartschniederung entspricht. Hierauf beruht der Zickzacklauf der Oder nordwestlich von Breslau. Das dritte der Täler zieht in der Richtung von Warschau nach Berlin und ist in komplizierter Weise mit dem nördlichen und südlichen vereinigt. Das ausgeprägteste und am besten erhaltene dieser Täler ist das Thorn-Eberswalder Tal (IV). Alle diese Täler wurden von den ostwestlichen Kanalbauten benutzt. Ein fünftes Längstal, das pommersche Urstromtal (Keilhack), beginnt in der pommerschen Endmoränenlandschaft und setzt sich unterhalb des Ostseespiegels im Fehmarn-Tief und Langeland-Sund fort. Das pommersch-mecklenburgische Grenztal ist der Westteil dieses pommerschen Urstromes.

Naturgemäß stehen diese Urstromtäler und die großen End-

---

1) Obersilurische Graptolithengesteine.

Abb. 14. Raftsund, Lofoten.
Alpine, durch Wandverwitterung gebildete Bergformen in geringer Meereshöhe mit kleinen durch Lawinen genährten Gletschern.

moränenzüge in gegenseitiger Abhängigkeit voneinander. Doch muß nebenher auch mit den Wirkungen der kleineren oszillierenden Bewegungen des Eisrandes gerechnet werden. Die hierdurch entstandenen Abflußrinnen stehen naturgemäß senkrecht zu den Urstromtälern, wie es die bereits erwähnten Seen in der Gegend Berlins deutlich zeigen. Doch sind diese durch die Schmelzwässer gehöhlten Becken nicht mit den großen Zungenbecken der eiszeitlichen Alpengletscher zu verwechseln, wie sie heute von dem Genfer-, dem Boden- oder Garda-See ausgefüllt werden.

C. Hochgebirge und Eiszeit.

Die Ausbildung hochalpiner Landschaftsformen[1]) wird durch das Vorhandensein einer Vergletscherung in der Gegenwart oder in einer nicht allzu abgelegenen Vergangenheit bedingt. Die hochalpinen Bergformen sind ein wesentlich durch den Spalten-

1) F. Frech, Das Antlitz der Hochgebirge. Aus der Natur II. 1906.

Abb. 45. Wandverwitterung durch die Klüftung der Gesteine vorgezeichnet. Schlickerturm, Kalkkögel bei Innsbruck.

frost hervorgerufener Verwitterungszustand, der nicht von der Höhe, sondern von der Niederschlagsverteilung und der geographischen Breite abhängt. Dieselben Spitzen und Zacken finden sich nördlich des Polarkreises in geringer Entfernung über dem Meere, auf den Lofoten zwischen 1000 und 1300 m, im südlichen

St. St.

Abb. 46. Hospental mit der Ebene von Andermatt und der Oberalp als Beispiel der verschiedenen Eisarbeit im Hochgebirge.

St. = Steilwände durch Wandverwitterung des Spaltenfrostes gebildet. Darunter die durch eiszeitliche Abschleifung gerundeten Bergformen.

Norwegen (61° n. Br.) zwischen 2000 und 2500 m, in den Alpen von etwa 2800 m an aufwärts[1]), in südlicher gelegenen Hochgebirgen (Himalaya) erst über 4000 m bzw. 5000 m. Genügende Feuchtigkeit ist die Vorbedingung für intensive Wirkung des Spaltenfrostes. Hochgebirge im Steppenkleide zeigen daher auch zwischen 3500 und 5000 m Höhe Mittelgebirgsformen.

Die ungleiche Erwärmung arbeitet in bedeutender Höhe dem Spaltenfroste vor; die Tätigkeit der Staublawinen erhöht die Steilheit der vorhandenen Wände. Abgesehen von der direkten Wirkung des Spaltenfrostes wird die Bildung der Hochgebirgsformen durch die zwischen Waldgrenze und Firngrenze einsetzende Bildung der nischenförmigen Kare gefördert. Ihr flacher Boden wird von Schneeanhäufungen oder kleinen Gletschern und nach deren Verschwinden häufig von kleinen Seen eingenommen. Außer in den Karnischen liegen kleine Hochgebirgsseen noch auf den ausgeschliffenen Sockeln am Fuße der Steilwände. (Abb. 36, S. 102.)

Die Schneegruben und die Teiche des Riesengebirges (S. 103/4) stellen die ersten Ansätze zur Ausbildung der Hochgebirgsformen dar, die Hohe Tatra ist der Typus eines nicht mehr vergletscherten durch hochalpine Form ausgezeichneten Gebirges. Für die Entwicklung der Charakterformen der verschiedenen Gesteine ist die Höhenzone zwischen Baum- und Firngrenze die geeignetste; in den Alpen liegt diese Zone ungefähr zwischen 2000 und 3000 m (genauer zwischen 1800 und 3200 m).

Auf die Entwicklung der Bergformen ist die stärkere Verwitterung auf der Wetterseite von maßgebendem Einfluß; ferner ist die Klüftung bedeutsam, die horizontale oder gefaltete Lagerung weniger wichtig (Abb. 45). Für die Entwicklung beherrschender Gipfel kommen in den zirkumpazifischen Kettengebirgen (Kordilleren, Ostasien), sowie im Kaukasus aufgesetzte Vulkane in Betracht, deren Formen infolge von Kar- und Wandverwitterung schließlich denen der eigentlichen Gebirgsketten gleichen (Elbrus). In den Hochgebirgen von alpinem Typus bilden sich beherrschende Gipfel nur ausnahmsweise in härterem Gestein (Glockner, S. 34), vorwiegend aber dort, wo der gegenseitige Abstand der Täler genügenden Raum freiläßt.

1) Hier jedoch in besonders mannigfaltiger Ausbildung und daher auch in wechselnder Höhe.

Die Arbeit der gegenwärtigen Vereisung läßt sich vielfach nicht scharf von der einer früheren Vergletscherung trennen. Die direkte Wirkung einer früheren Vereisung spricht sich im Hochgebirge durch Abschleifung der Bergsockel und Talhänge aus, über welche die unvereist gebliebenen Teile des Gebirges als Steilwände (St., Abb. 46) emporragen.

Die übermäßige Vertiefung (Übertiefung) der Haupttäler der Alpen (S. 33f.) ist eine Folgeerscheinung der Eiszeit, aber wohl nur z. T. durch die großen Gletscher selbst, vor allem durch die Erosion ihrer Schmelzwässer hervorgerufen. Den übertieften Alpentälern ähneln die norwegischen Fjorde in vielen Beziehungen.

Bildung hoher Schotterterrassen (Silltal) deutet auf eiszeitliche Stauseen hin, die durch unregelmäßiges Vorrücken der großen Eisströme hervorgerufen wurden. Gleich den Hochgebirgsseen sind die großen Seen des Alpenvorlandes (Genfer-, Boden-, Chiem-See) durch die Erosion oder durch die Aufstauung der Moränenwälle geschaffen und werden durch Vertorfung sowie durch die Abzapfung und Sedimentbildung der gegenwärtigen Bäche und Flüsse wieder vernichtet.

Verzeichnis der Abbildungen und Ursprungsangabe.

Abb. Seite

1. Höllentalgletscher und Höllentalkar an der Zugspitze (Photographie aus Frech, Lawinen und Gletscher) 8
2. Staublawinen und ihre Rillen am Siniolchun (Phot. V. Sella) . 10
3. Schloßberglawine im Erstfelder Tal (nach Ludw. Günther, Über Lawinen, Reclams Universum 1905) 12
4. Firnlawine (Firnbruch) am Sugau im Kaukasus (Phot. V. Sella) 13
5. Längsprofil durch Abrißgebiet, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet der Gemme (desgl.) 15
6. Der Malaspina-Gletscher am Yakutat-Fjord (nach R. Tarr) . . 16
7. Firnschichtung in den Spalten des Gabelhorngletschers, Wallis (nach Phot. von V. Sella) 19
8. Monte Scorluzzo im Süden des Stilfser Joches (nach F. Frech, Tiroler Zentralalpen) 22
9. Die Pasterze, ein großer alpiner Talgletscher (Phot. der Photoglob-Ges.) 24
10. Rhonegletscher. Radialspalten auf der Gletscherzunge (nach Phot.) 25
11. Jannu-Gletscher im Himalaya (nach Original-Aufnahmen von V. Sella, gez. von Compton) 27
12. Der einstmalige größte Stand des Grindelwaldgletschers von 1857 und der heutige Rückgang (desgl.) 29
13. Gletscherfluß Tungnaa und Zufluß (nach Sapper) 32
15. Der Ebene Ferner im Ridnauntal (nach Frech, Tirol. Zentralalp.) 35
16. Der Eisabbruch d. kalbenden Muir-Gletschers in Alaska (nach (Phot.) 37
17. Der Buar Braee am Hardanger Fjord (nach Phot. wiedergegeben in einem Aufsatz von Dr. P. Schwahn) 37
18. Franz-Josef Fjord auf Grönland (nach E. von Drygalski) . . . 38
19. Große Eisbarriere östlich von Viktorialand. Südpolargebiet (Phot. der engl. Südpolarexpedition) 42
20. Antarktischer Firneisberg von kastenförmiger Gestalt im Treibeis (Meereis) (Orig.-Aufn. v. E. Philippi, Deutsche Südpol-Exp.) 43
21. Stalheimhotel im Naerotal (nach Phot. wiedergegeben von Dr. P. Schwahn 51
22. Spuren der jungpaläozoischen Eiszeit nach E. Philippi) 53
23. Inntalterrasse von Norden (nach Frech, Antlitz der Tiroler Zentralalpen) 60
24. Verbreitung der glazialen Schotterterrassen bei und südlich von Innsbruck (desgl.) 61
25. Übersichtskarte der norddeutschen Endmoränenzüge (nach Keilhack) 71
26. Geirangerfjord mit den 7 Schwestern (nach Phot. wiedergegeben von Dr. P. Schwahn 87

27. Tsjaförður, Stadt auf einem Sandhaken im gleichnamigen Fjord Islands (nach E. Sapper) 88
28. Das Lauterbrunnental, ein fjordähnlich übertieftes Alpental (nach G. Steinmann. Reproduziert nach einer Originalaufnahme der Photoglob-Co.) 90
29. Ende des Fjaerlandsfjords bei Fjaerland, Norwegen (nach Phot. wiedergegeben von Dr. P. Schwahn) 91
30. Hornulen, ein Fjord mit sehr steilen Wänden als Beweis fluvialglazialer Erosion (desgl.) 92
31. Nordkap (desgl.) 93
32. Svörtalsbrae von Dölnfjöld (nach Eduard Richter) 93
33. Die Eiszeitbildungen um den Bodensee (nach A. Penck u. Brückner) 96
34. Königssee von der Sagereckwand (nach Phot.) 98
35. Die Schotterterrassen nördlich des Brenners (nach F. Frech, Antlitz der Tiroler Zentralalpen) 100
36. Schwarzsee, eisgeschliffener Hochgebirgssee (desgl.) 102
37. Die Kochelteiche, aufgestaut durch die Moränen der Großen Schneegrube, Riesengebirge (nach P. Friederichsen) 103
38. Die Kleine Schneegrube, Riesengebirge, im Frühjahr (desgl.) . 104
39. Pfuhl oder Söll bei Hageböck in Mecklenburg (nach E. Geinitz) 106
40. Der schmale Luzinsee bei Feldberg in Mecklenburg (desgl.) . 107
41. Wotzensee (Mecklenburg) (desgl.) 108
42. Größte Ausdehnung des nordamerikanischen Inlandeises (nach Chamberlin u. Salisbury) 109
43. Die norddeutschen Urstromtäler und Endmoränenzüge (nach Keilhack) 114
44. Raftsund, Lofoten (nach Dr. P. Schwahn) 116
45. Wandverwitterung durch die Klüftung der Gesteine vorgezeichnet. Schlickerturm, Kalkkögel bei Innsbruck (nach Berger) 117
46. Hospental mit der Ebene von Andermatt und der Oberalp als Beispiel der verschiedenen Eisarbeit im Hochgebirge (nach Dr. C. Koppe, Himmel und Erde Bd. XVI.) 118

N

61

Frech: Allgemeine Geologie VI